**Földtani Közlöny** is abstracted and indexed in
**GeoRef** (Washington),
**Pascal Folio** (Orleans),
**Zentralblatt für Paläontologie** (Stuttgart),
**Referativny Zhurnal** (Moscow) and
**Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató** (Budapest)




## Tartalom — Contents



*Első borító: SZEPESI et al. III. tábla 2. kép. Hátsó borító: GÁL et al. I. tábla 2. kép (bal), I. tábla 5. kép (jobb)*

**Budapest, 2008** ISSN 0015-542X

## Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés, ill. a folyóirat egyéb rovataiba tartozó mű. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 20 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt értekezés és rövid közlemény bármelyik nyelven benyújtható, az értekezés esetében magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Magyar nyelvű értekezés esetén részletes angol nyelvű összefoglaló kívánatos. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A kéziratot (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) digitális formában — lemezen vagy hálózaton keresztül — kell benyújtani, emellett a technikai szerkesztőhöz 3 nyomtatott példányt is meg kell küldeni. Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára. Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat nyújtható be, de elsősorban a Word változatok használata javasolt (rtf formátumban).

A Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A felkért lektoroknak 3 hét áll rendelkezésre a lektorálásra. A harmadik lektor egy pozitív és egy negatív vélemény, ill. valamelyik lektor visszautasító válasza esetén kapja meg a kéziratot. A szerzőtől **a Szerkesztőbizottság a lektorálás után 1 hónapon belül várja vissza a javított változatot**. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenntartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

a) **Cím**
b) **Szerző(k), postacímmel** (E-mail cím)
c) **Összefoglalás (magyarul, angolul)**
d) **Bevezetés, előzmények**
e) Módszerek
f) Adatbázis, adatkezelés
g) **A téma kifejtése** — megfelelő alcím alatt
h) Diszkusszió
i) **Következtetések**
j) Köszönetnyilvánítás
k) **Hivatkozott irodalom**
l) Ábrák, táblázatok és fényképtáblák
m) Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok (magyarul és angolul)

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Kérjük, hogy az alcímeknél és bekezdéseknél ne alkalmazzanak automatikus sorszámozást vagy bekezdésjelölést. Harmadrendű alcímnél nem lehet több. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:

RADÓCZ (1974), ill. (RADÓCZ 1974)
GALÁCZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁCZ & VÖRÖS 1972)
KUBOVICS et al. (1987), ill. (KUBOVICS et al. 1987)
(GALÁCZ & VÖRÖS 1972; RADÓCZ 1974, 1982; KUBOVICS et al. 1987)
(RADÓCZ 1974, p. 15.)

Az irodalomjegyzék tételei az alábbi minta szerint készüljenek:

WIGNALL, P. B. & NEWTON, R. 2001: Black shales on the basin margin: a model based on examples from the Upper Jurassic of the Boulonnais, northern France. — *Sedimentary Geology* **144/3,** 335–356.

A hivatkozásokban, irodalmi tételekben a szerző nevét kis kapitálissal kell írni, a cikkben kerülendő a csupa nagybetű használata.

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép) a tükörméretbe (170×240 mm) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. A fotótábla magassága 230 mm lehet. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr, kiterjesztéssel, illetve. a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni. Amennyiben az ábra nem konvertálható cdr formátumba, a fekete és színes vonalas ábrákat 1200 dpi felbontással, tif kiterjesztéssel, a szürkeárnyalatos fényképeket 600, a színes fényképeket 300 dpi felbontással, tif, ill. jpg kiterjesztéssel tudjuk használni.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési idejét. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106., e-mail: piros@mafi.hu

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
**138/1**, Budapest, 2008

# *In memoriam*

## Dr. Hámor Géza



**1934–2007**

A Magyarhoni Földtani Társulat tiszteleti tagjai elnöksége, választmánya, tagsága, a rokonok, barátok és ismerősök 2007. szeptember 14-én vettek búcsút a Fiumei úti sírkertben Dr. HÁMOR Gézától, társulatunk tiszteleti tagjától.

Teljes ívű pálya volt az övé. Az 1956-ban végzett legnépesebb és később legendássá vált ELTE geológus évfolyam elsőéves tagjaként 1953-ban lépett be a társulatba, hogy azután valamennyi poszton az aktuális Alapszabály megengedte maximális időt kitöltve, végigjárja azt a pályát, ami ilyen teljességben csak keveseknek adatott meg: 1963-tól 1972-ig titkár, 1972-től 1981-ig főtitkár, 1981–1986 között társelnök, 1986–1991 között elnök.

A tisztségviselőként eltöltött majd három évtized meghatározó jellegű volt és bizonyára, mint a Társulat egyik virágkora rögzül az Annalesekben. Különösen az a nemzetközi porondon való szereplést, a nemzetközi elismertséget illetően, ami finoman szólva nem volt a hivatalos politika által támogatott törekvés abban az időszakban sem. Akkor a sokoldalú nemzetközi kapcsolatok helyett az ideológiai töltetű, meglehetősen egysíkúan értelmezett, esetenként fegyveres beavatkozással is nyomatékosított, nemzetköziség élvezett elsőbbséget.

A kezdeteket ebben a vonatkozásban az 1960-as évek vége jelentette a Magyar Állami Földtani Intézet centenáriumához kapcsolódó rendezvényekkel. Ezeket ugyan nem közvetlenül a Társulat szervezte, de abban a társadalmi környezetben kellett hozzájuk a Társulat és a Műszaki és Természettudományi Egyesületek Szövetségének védőpajzsa. Az, hogy egy évvel a prágai események után kelet és nyugat szakembereinek találkozóhelye lett Budapest hosszútávra megalapozta az akkor és itt ki nem mondható, de gyakorlatban megvalósított, még ma is működő pragmatikus alapelvet, hogy ahol mélyenszántó politikai szembenállás miatt nincs lehetőség normális, országok közti kapcsolatok ápolására, ezeket politikailag el nem kötelezett szakemberek szintjén kell fenntartani.

Ez az alapelv érvényesült az 1970-es években is, amikor Magyarország és azon belül a Társulat élvezte nagyobb mozgásteret, és saját kapcsolatrendszerét felhasználva, hazai és nemzetközi finanszírozást összehozva elfogadtatta, elindította, és munkatársaival közel két évtized kemény munkájával végigvitte és megjelentette a széles értelemben vett Alpok–Kárpát–Balkán régió „Neogén ősföldrajzi térképsorozatát”. Ma, amikor az újságok tele vannak egzotikus utazások hirdetéseivel, korosztályán kívül kevesen képesek elképzelni mit is jelentett az 1970-es években egy lengyel, ukrajnai (akkor szovjet állampolgár), bolgár, román vagy éppen cseh geológus, professzor számára az a lehetőség, hogy hivatalosan Magyarországra jöhet és munkájáért ma már szerények számító, de akkor nem elhanyagolható tiszteletdíjat kap, hivatalosan és keményvalutában.

Talán nem teljesen szubjektív azt mondani, hogy e nemzetközi karrier csúcsát a 8. Regionális Mediterrán Neogén Sztratigráfiai Konferencia jelentette, 1985-ben. Az évekig tartó alapos előkészítés meghozta a várt eredményt:

Amerikától Új-Zélandig, Svédországtól Líbiáig képviseltették magukat a mediterrán térséggel foglalkozó szakemberek. Mind a mai napig e szervezet leginkább kiemelkedő látogatottságú és eredményű kongresszusaként tartják számon ezt az összejövetelt. Utóhatásai mind a mai napig érezhető a tágabb térség fiatal képződményeinek kutatásában, hogy csak a USGS–KFH, ELTE–MIT együttműködésekben megjelenő, színvonalas publikációkban (AAPG Memoir 45) dokumentált kutatási eredményeket említsem.

Mi volt a titka, hogy három fronton is hely tudott állni: mint tudós, mint egy nagy múltú intézet vezetője, és mint Társulati elöljáró, ha úgy tetszik, szakmapolitikus — a szó nemes értelmében. Nem magunknak, hanem a jövő generációknak, az unokák generációjának kell választ és útmutatást adni. Először is: benne összefonódott két eredetileg nagyon is rokon értelmű latin szó, a professio és confessió azaz a foglalkozás, tágabb értelemben a munka vagy még inkább hivatás és a hitvallás. A munka volt a hivatása és a hitvallása a munka, vagy azzal a szabatos kifejezéssel élve, amit a világ manapság nagyon nem szeret, de attól még létező fogalom, az állapotbeli kötelesség teljesítése.

Ebből következik a második titok, a lélek nyugalma. Aki tudja, hogy kötelességét teljesítette annak a lelke nyugodt, akinek a lelke nyugodt az tud nevetni. Igazán azok az emberek veszedelmesek, akik nem tudnak nevetni, mert a rettentő gondterheltséget sugárzó komorság mögött sokszor tudatlanság, tanácstalanság, rossz lelkiismeret gerjesztette, bizonytalanság van. Ő tudott nevetni és együtt nevetni másokkal, sokszor talán akkor is, ha inkább sírni kellett volna. Együtt nevetni pedig végképp csak azok tudnak, akik valamilyen formában összetartoznak.

HÁMOR Géza elment közülünk de nem hagyott itt bennünket. Itt marad közöttünk annak a negyedszázadnak eredménye emléke, amit a Társulat vezetőjeként és annak az immár történelemmé magasztosult fél évszázadnak eredménye és emléke, amit társulati tagként velünk töltött.

Köszönjük Neki, és az Úristen jutalmazza meg érte övéi közt.

BÉRCZI István

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
**138/1**, 5–20., Budapest, 2008

# A felső-paleozoikumi Turonyi Formáció (Szlavóniai–Drávai-terrénum) pelites kőzeteinek ásványtani és kőzettani jellemzői

VARGA Andrea[1], RAUCSIK Béla[2], KOVÁCS KIS Viktória[3], SZAKMÁNY György[1]

[1] ELTE FFI Kőzettani és Geokémiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/C, e-mail: raucsikvarga@freemail.hu; gyorgy.szakmany@geology.elte.hu
[2] Pannon Egyetem, AKLI Föld- és Környezettudományi Tanszék, 8200 Veszprém, Egyetem u. 10, e-mail: raucsik@almos.vein.hu
[3] MTA Műszaki Fizikai és Anyagtudományi Kutatóintézet, 1121 Budapest, Konkoly Thege M. út 29–33, e-mail: kis@mfa.kfki.hu

## *Mineralogical and petrological characteristics of mudrocks from the Upper Palaeozoic Turony Formation (Slavonia–Drava unit)*

Abstract

In this paper, the results of mineralogical and petrological studies of very low-grade metapelitic sedimentary rock types (i.e. slate and metasiltstone) of the Upper Palaeozoic Turony Formation from southern Transdanubia (western flank of the Villány Mountains, SW Hungary) are presented. The studied Turony samples are predominantly composed of albite, quartz, illite±muscovite, chlorite (mixed chlorite–smectite) and haematite. Additionally, calcite, dolomite and rare albitized K-feldspar and smectite also occur. Moreover, there are some accessory minerals such as opaque grains (e.g. pyrite), tourmaline, zircon, monazite, rutile and apatite. The mineralogical composition of these rocks suggests a relatively felsic provenance area and reflects the cumulative effects of the early and subsequent burial diagenetic processes (such as albitization) in an open system, illitization and chloritization during warm and arid climatic conditions in a playa lake.

*Keywords: X-ray powder diffraction, SEM/TEM, provenance, albitization, metamorphism, Villány Mountains*

Összefoglalás

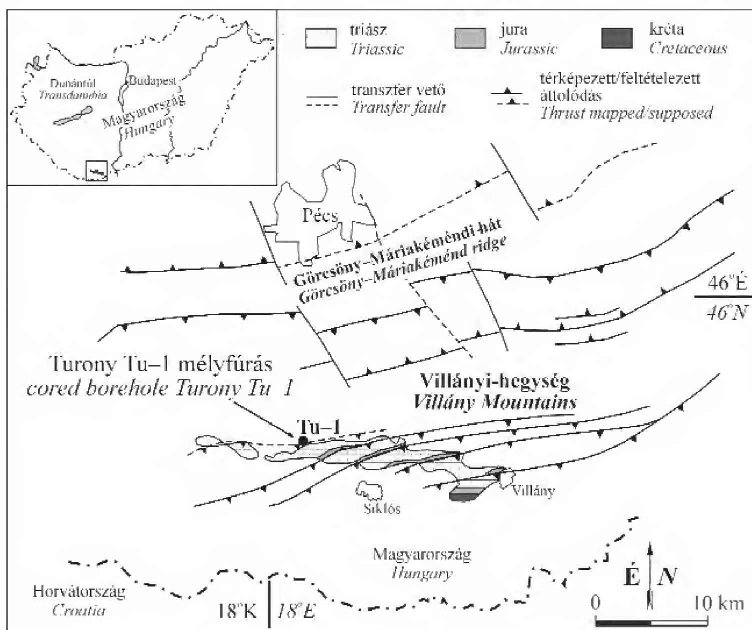
Munkánkban a felső-paleozoikumi Turonyi Formáció (Villányi-hegység nyugati szárnya) nagyon kisfokú metamorf pelites kőzettípusainak (agyagpala és metaaleurolit) ásványtani és kőzettani jellemzését végeztük el. Eredményeink alapján a Turonyi Formáció kőzeteit elsősorban albit, kvarc, illit±muszkovit, klorit (klorit/szmektit kevert szerkezet), hematit; kis mennyiségben kalcit és dolomit, illetve alárendelten albitosodott káliföldpát és szmektit alkotja. Akcesszóriaként opak ásványok (pl. pirit), turmalin, cirkon, monacit, rutil és apatit fordul elő. Az ásványos összetétel alapján a Turonyi Formáció üledékképződésekor — száraz és meleg éghajlati viszonyok mellett — a sóstavi (playa) környezetbe uralkodóan felzikus törmelékanyag szállítódott. A vizsgált kőzetek jelenlegi ásványos összetétele a korai diagenetikus, illetve betemetődési diagenetikus folyamatok (nyílt rendszerben végbement albitosodás, illitesedés, kloritosodás) hatását tükrözi.

*Tárgyszavak: röntgen-pordiffrakció, SEM/TEM, lehordási terület, albitosodás, metamorfózis, Villányi-hegység*

## Bevezetés

A magyarországi litosztratigráfiai egységek leírása alapján a paleozoikumi (késő-karbon–kora-perm, stephani–asseli; esetleg devon) Turonyi Formációt (Szlavóniai–Drávai-terrénum, Villányi-zóna) „ibolyabarna" színű, selymes fényű, szericites, palás vagy vékonyréteges, finomszemcsés homokkő, közbetelepülő homokos dolomit és agyagmárga rétegek alkotják. A törmelékes rétegsor tavi vagy síkparti fáciest képvisel, amelyben növényi lenyomatok, őskétéltű lábnyomok, esetleg esőcseppnyomok őrződtek meg (BARABÁSNÉ STUHL 1997). A Turonyi Formáció rétegsora a felszínen nem fordul elő, kizárólag a Villányi-hegység északi előterében a Mecseki Ércbányászati Vállalat által 1962-ben mélyített mélyfúrásból, a Turony Tu–1 (a továbbiakban Tu–1) fúrásból ismert, amely a kőzetegyüttest 1169,2–1452,0 m közötti szakaszán harántolta (*1–2. ábra*). Fekvője ismeretlen, fedőjében — tektonikusan — a Korpádi Homokkő Formáció képződményei találhatók (KOVÁCS 1967; BARABÁSNÉ STUHL 1988; FÜLÖP 1994). Napjainkra a fúrás kőzetanyaga — sajnálatos módon — szinte teljesen megsemmisült.

A Turonyi Formáció kőzetegyüttesét a Tu–1 fúrás első földtani dokumentálásakor JÁMBOR Áron és SZEDERKÉNYI




**1. ábra.** A Villányi-hegység egyszerűsített földtani térképe a mintagyűjtés helyének feltüntetésével (CSONTOS et al. 2002; VARGA et al. 2007)

***Figure 1.*** *Generalized geological map of the Villány Mts and sample locality (CSONTOS et al. 2002; VARGA et al. 2007)*

Tibor a felső-permi Bodai Aleurolit Formációba sorolta (KASSAI 1976, BARABÁSNÉ STUHL 1988; FÜLÖP 1994). Ez a képződmény az uránkutatás szempontjából érdektelen volt, ezért a rövid makroszkópos leíráson túl a törmelékes kőzetek vizsgálatát nem végezték el. A Tu–1 fúrás reambulációs szedimentológiai, őslénytani, ásvány-kőzettani vizsgálatakor BARABÁSNÉ STUHL (1975a, 1975b, 1988) felső-karbon–alsó-permi őskétéltű lábnyomokat talált a rétegsorban, ezért a Magyar Rétegtani Bizottság 1986-ban önálló kőzetrétegtani egységként különítette el. BARABÁSNÉ STUHL (1988) alapján a Turonyi Formáció és a Bodai Aleurolit Formáció elkülönítésének alapvető szempontjait az *I. táblázat*ban foglaltuk össze. A két

**I. táblázat.** A Turonyi Formáció és a Bodai Aleurolit Formáció makroszkópos bélyegei BARABÁSNÉ STUHL (1988) alapján

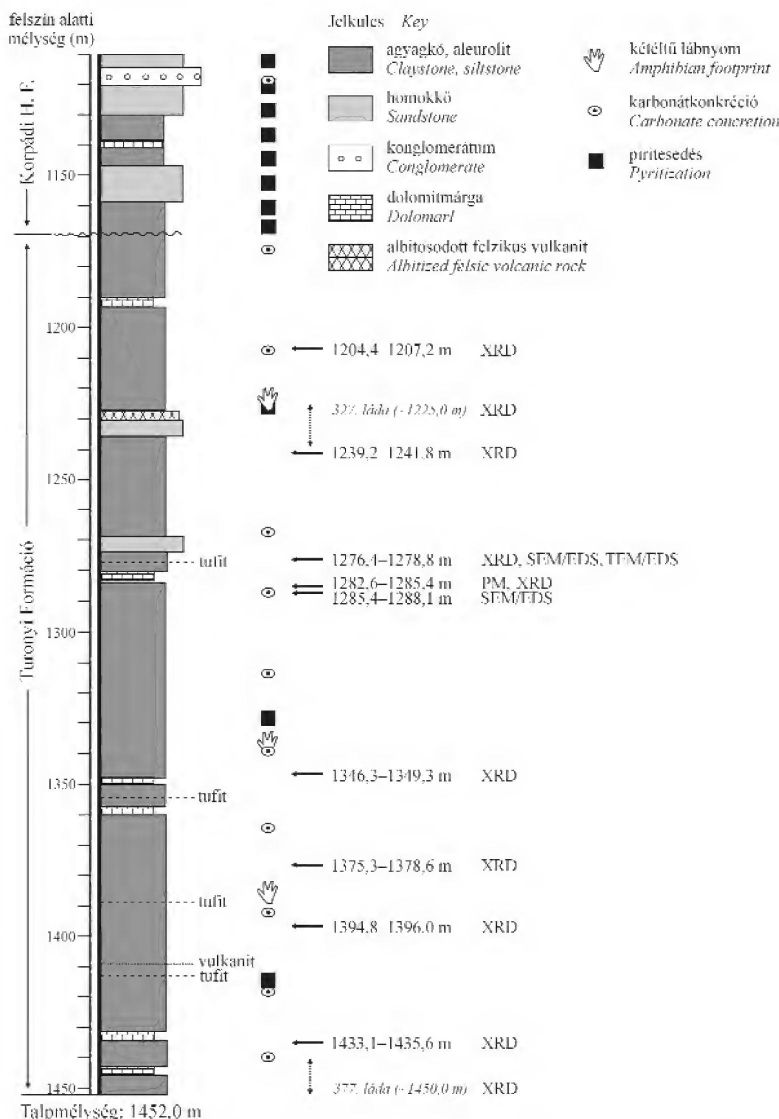
***Table I.*** *Macroscopical features of Turony and Boda Siltstone Formations after BARABÁSNÉ STUHL (1988)*

| Turonyi Formáció | Bodai Aleurolit Formáció |
|---|---|
| uralkodóan homokkő | uralkodóan aleurolit (vegyi üledék?) |
| „ibolyabarna" színű, zöld karbonátos betelepülésekkel | vörösbarna színű, vörösbarna dolomit betelepülésekkel |
| fényes, selymes megjelenésű, jól rétegzett, palás | rétegzetlen, vagy vastagpados, vagy szemcsésen-szegletesen széteső |
| erősen csillámos (szericit) | csillámot nem, vagy alig tartalmaz |
| sok ősmaradványt és szervetlen nyomot tartalmaz | szerves, szervetlen nyom nem található |

formáció részletes ásványtani és kőzettani összehasonlítása azonban nem történt meg, mert az utóbbi képződményt ekkor még érdemben nem vizsgálták (FAZEKAS in BARABÁSNÉ STUHL 1988).

A Turonyi Formáció pontos korbesorolását sajnos BARABÁSNÉ STUHL (1988) kutatási eredményei sem tették lehetővé. A kapott őslénytani eredmények rendkívül bizonytalanok, továbbá ellentmondóak. A jelenleg elfogadott álláspont (stephani) arra az *Anthichnium salamandroides* őskétéltű lábnyomra épül, amelyet HAUBOLD (in BARABÁSNÉ STUHL 1988) azonosított. Ezt a lábnyomot azonban KOZUR (in BARABÁSNÉ STUHL 1988) más — asseli korú — fajnak határozta meg. A formáció kis átmérőjű fúrómagjaiból olyan töredékes növénymaradványok is előkerültek, amelyek devon, esetleg alsó-karbon ősharasztoktól származhatnak (BARABÁSNÉ STUHL 1988). A rendkívül bizonytalan rétegtani helyzetre BARABÁSNÉ STUHL (1988) is felhívta a figyelmet, aki hangsúlyozta, hogy a „jövőbeni esetleges újabb megismerések módosíthatják vagy teljesen meg is változtathatják a formáció jelenleg alkalmazott korbesorolását".

Munkánkban — az OTKA T 034924 témához kapcsolódva, az ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszékén folyó doktori program keretein belül — a Turonyi Formáció pelites kőzeteinek ásványtani, kőzettani és geokémiai vizsgálatát végeztük el. Kutatásunk elsődleges célja a bizonytalan rétegtani helyzetű Turonyi Formáció részletes jellemzése volt annak reményében, hogy a kapott adatokat — a dél-dunántúli paleozoikumi törmelékes sorozaton




**2. ábra.** A Turonyi Formáció egyszerűsített rétegsora a mintavételi pontok és az alkalmazott vizsgálati módszerek feltüntetésével a Tu-1 fúrásban

Rövidítések: H. F. = homokkő formáció; XRD = röntgen-pordiffrakció; PM = petrográfiai mikroszkópia; SEM = pásztázó elektronmikroszkópia; TEM = transzmissziós elektronmikroszkópia; EDS = energiadiszperzív analízis

***Figure 2.** Generalized lithological column of the Turony Formation with the sampling points and used methods in borehole Tu-1*

*Abbreviations: H. F. = sandstone formation (Hungarian abbreviation); XRD = X-ray powder diffraction; PM = petrographic microscopy; SEM = scanning electron microscopy; TEM = transmission electron microscopy; EDS = energy dispersive spectroscopy*

belül — petrográfiai és geokémiai korrelációra használjuk fel. Tanulmányunkban a Turonyi Formáció pelites kőzeteinek ásványtani és kőzettani jellegzetességeit ismertetjük, hogy ezzel megalapozzuk a későbbi geokémiai korrelációt.

## Mintagyűjtés, vizsgálati módszerek

A Turonyi Formáció földtani alapszelvényének tekintett Tu–1 fúrás kőzetanyagának jelentős része napjainkra megsemmisült, ezért a fúrás 1204,4–1435,6 m közötti szakaszából 9 archivált kőzetminta, valamint további két —

pontos mélységadat nélküli — fúrómagminta ásványtani és kőzettani vizsgálatát végeztük el (*2. ábra*). A petrográfiai megfigyelések az 1282,6–1285,4 m mélységközből származó aleurolit–finomszemcsés homokkő polarizációs mikroszkópos vizsgálatára épültek.

10 minta röntgen-pordiffrakciós vizsgálata a Pannon Egyetem Mérnöki Karának Föld- és Környezettudományi Tanszékén készült. A felvételeket Philips PW 1710 típusú készülékkel, $CuK_{\alpha}$ sugárforrással, hajlított grafitegykristálymonokromátor és proporcionális számláló detektor alkalmazásával készítettük (csőáram: 40 mA, csőfeszültség: 50 kV, résrendszer: 1°-1°, goniométersebesség: 0,035°/s). A minták ásványos összetételének meghatározásához a porított kőzetmintákból három méréssorozat készült: (1) teljes minta, orientálatlan diffrakciós felvétel, ún. „rázós” mintatartóban; (2) <2 μm szemcseméretű frakció vizsgálata, desztillált vizes ülepítést és ultrahangos kezelést követően, légszáraz minta; (3) a 2. sorozat mintáiról etilén-glikolos kezelést (4 órán keresztül, 80 °C-on) követően készített felvételek. Az alapfelvétel szerint kalcitot tartalmazó mintákat a <2 μm-es frakció vizsgálata előtt 5 tömegszázalékos, szobahőmérsékletű ecetsav-oldattal kezeltük. A rétegszilikátokat a bázisreflexiók helyzete alapján különítettük el. A 14 Å-ös, nem expandáló ásványt („kloritot”) tartalmazó mintáknál finomabb résrendszert és kisebb felvételi sebességet (0,005°/s) alkalmaztunk, hogy a klorit 002 csúcsa nagyobb biztonsággal elkülöníthető legyen más fázisok (kaolinit, szerpentinásványok) 7 Å-ös bázisreflexiójától. A rétegközi tér domináns kationjának meghatározásához a klorittartalmú mintákat 350, 450, 550 és 640 °C-on hőkezeltük, majd a lehűlésig exszikkátorban tároltuk (BAILEY 1988). A <2 μm szemcseméretű, ülepített, légszáraz mintákon ÁRKAI (1983) alapján az illit kristályossági fokát (IC) szintén meghatároztuk. Az adott paraméterek mellett a félértékszélesség adatok szórása IC=0,347 $\Delta°2\Theta$ esetén s=0,036 $\Delta°2\Theta$ (n=10).

Az agyagkövek jellemzését a Pannon Egyetem Mérnöki Karának Szilikát- és Anyagmérnöki Tanszékén két minta környezeti scanning elektronmikroszkópos (ESEM) vizsgálatával egészítettük ki (elemző: ORAVETZ Dezső). Az 1276,4–1278,8 m-es mélységből vett mintáról a szekunder elektronképeket (SEI) Philips XL30 ESEM készülékkel, nagyvákuumú üzemmódban, 25 kV-os gyorsítófeszültséggel készítettük. A mintafelület vezetővé tételét katódporlasztással (Balzers SCD020 katódporlasztó) felvitt Au–Pd (10–20 nm) réteggel biztosítottuk. A környezeti szekunder elektronképeken (GSEI) bemutatott ásványok félmennyiségi összetételének meghatározásához — kezeletlen mintafelületen (1276,4–1278,8 m-es, illetve 1285,4–1288,1 m-es mélységből vett minták) — környezeti üzemmódban, EDAX energiadiszperzív röntgenanalizátorral, 20 kV-os gyorsítófeszültséggel pontanalízist végeztünk (a gerjesztési körte mérete ~5 μm átmérőjű gömbi térfogattal közelíthető). A kémiai összetétel tömeg-, illetve atomszázalékos megadásához Albite#4 Amelia (CM Taylor Corp.) albitstandardot használtunk.

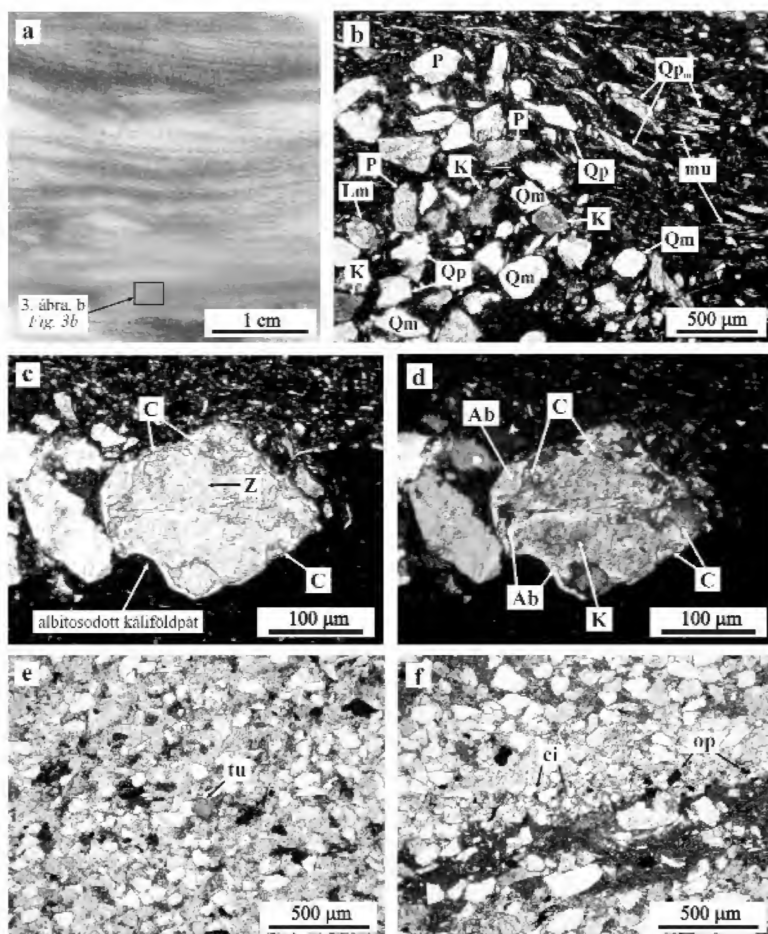
Az 1276,4–1278,8 m-es mélységből vett minta agyagfrakciójának kémiai és szerkezeti jellemzéséhez — a <2 μm szemcseméretű frakció felhasználásával — transzmissziós elektronmikroszkópos (TEM) vizsgálatot is végeztünk. Az elektronmikroszkópos vizsgálatokhoz a mintát alkoholban lágyan porítottuk, majd az így keletkezett híg szuszpenzióból egy cseppet az amorf szénnel, illetve formvar lyukhártyával borított mintahordozó rézrostélyra helyeztünk. A vizsgálatok Philips CM20 transzmissziós elektronmikroszkópon készültek. A szelektált területű elektrondiffrakciós (SAED) felvételeket 10 μm-es szelektáló blendével készítettük, amely 250 nm-es szelektált területnek felel meg. A felvételeket Ditabis gyártmányú „Imaging Plate”-ek segítségével rögzítettük (pixelméret: 17,5 μm, felbontás: 5142×4571 pixel). Mivel az agyagásványok nagy intenzitású elektronsugár alatt szerkezeti változásra, illetve roncsolódásra hajlamosak — a sugárkárosodás megelőzésére — a TEM vizsgálat során kíméletes sugáráramot használtunk. A kémiai elemzéseket a Philips CM20 mikroszkópra szerelt, Noran típusú energiadiszperzív röntgenspektrométerrel (EDS) végeztük, amely a bórnál nagyobb rendszámú elemek detektálását teszi lehetővé. A kémiai analízishez 20 nanométeres mintavastagságot és 2,5 g/cm$^3$ sűrűséget tételeztünk fel. Ezek az értékek finomszemcsés üledékes kőzetekben megjelenő agyagásványokra nézve megfelelőnek tekinthetőek, az ezektől való reális eltérések nem jelentékenyek. A pontanalízisekhez az anyag nagyfokú sugárérzékenysége miatt 40 nanométeres átmérőjű (félértékszélességű) gerjesztősugarat alkalmaztunk. A pontanalízist, amennyiben kapcsolódott hozzá, mindig megelőzte a kép, illetve a diffrakciós felvétel készítése.

## A vizsgálatok eredményei és értelmezésük

### *Polarizációs mikroszkópos vizsgálat*

A vizsgált aleurolit–finomszemcsés homokkőmintában agyagos–hematitos mátrixban elhelyezkedő, orientált opak szemcsékből és rétegszilikátokból (döntően muszkovit, kevés kloritosodott biotit) álló laminák; valamint pátos kalcittal, hematittal és agyagásványokkal cementált, finomszemcsés homok méretű (átlagosan 100 μm, maximálisan 200 μm), szögletes, illetve gyengén koptatott törmelékszemcsékből álló laminák és aprószemcsés homok méretű (átlagosan 200–250 μm) szemcsékből álló lencsék váltakozása figyelhető meg (*3. ábra, a*).

A törmelékes szemcsék kis mérete miatt a kőzettörmelék mennyisége alárendelt. Átalakult káliföldpátból, kvarcból és muszkovitból álló metamorf eredetű kőzettörmelékek felismerhetők (*3. ábra, b*), azonban ezek pontosabb meghatározása nem lehetséges. Az ásványtörmelékek közül legnagyobb mennyiségben a határozott kioltású, illetve unduláló monokristályos kvarc (Qm) fordul elő, azonban polikristályos szemcsék (Qp) szintén azonosíthatók. A Qp közül olyan megnyúlt, sok alkristályból álló, irányítottan elhelyezkedő szemcsék ($Qp_m$) is megjelennek,




**3. ábra.** Az 1282,6-1285,4 m-ből vett minta petrográfiai jellegzetességei.

a) keresztlaminált aleurolit-finomszemcsés homokkő; b) aprószemcsés homok méretű ásványtörmelékek az aleurolitban (1N); c-d) barna zárványokat (Z) tartalmazó albitosodott káliföldpátszemcse mikrites kalcit-helyettesítéssel (C) (1N és +N); e) turmalin a finomszemcsés homokkőben (1N); f) nehézásványok dúsulása a finomszemcsés homokkőben (1N). További rövidítések: Lm = metamorf kőzettörmelék; Qm = monokristályos kvarc; Qp = polikristályos kvarc; $Qp_m$ = átkristályosodott polikristályos kvarc; P = plagioklász; K = káliföldpát; Ab = albit; mu = muszkovit; tu = turmalin; ci = cirkon; op = opak szemcsék

***Figure 3.*** *Petrographic characteristics of the sample from depth interval of 1282.6-1285.4 m.*

*a) cross-laminated siltstone to very fine-grained sandstone; b) fine-grained sand-sized mineral fragments in siltstone (plane polarized light); c-d) albitized K-feldspar grain with brownish inclusions (Z) and micritic calcite (C) replacement (plane polarized light and crossed nicols). e) tourmaline in very fine-grained sandstone (plane light); f) concentration of heavy minerals in very fine-grained sandstone (plane polarized light). Other abbreviations: Lm = metamorphic rock fragment; Qm = monocrystalline quartz; Qp = polycrystalline quartz; $Qp_m$ = recrystallized polycrystalline quartz; P = plagioclase; K = K-feldspar; Ab = albite; mu = muscovite; tu = tourmaline; ci = zircon; op = opaque grains*

amelyek metamorf átkristályosodás bélyegeit tükrözik (*3. ábra, b*). A helyenként poliszintetikusan ikresedett plagioklászszemcsék lehetnek üdék, vagy különböző mértékű szericitesedés és kalcitosodás nyomait mutatják (*3. ábra, b*). A törmelékes káliföldpátszemcsék általában hematitzárványosak (*3. ábra, b*); gyakori a nagyobb (250 µm körüli) szemcsék zárványdús, kalcit-helyettesítéses átalakulása, albitosodása (*3. ábra, c*). Az albitosodott szemcsék kioltása gyakran eltérő a szemcse belsejében és a hasadási síkok mentén (blokkos–táblás szektor jellegű), a peremi részen továbbnövekedés figyelhető meg (*3. ábra, d*). További ásványtörmelékként muszkovitot, kloritot és nehézásványokat (opak ásványok, turmalin, cirkon, rutil, apatit) figyelhetünk meg, amelyek gyakran az agyagos és a homokos laminák határán dúsulnak (*3. ábra, e–f*).

Az átalakult törmelékes káliföldpát optikai jellegzetességei kis hőmérsékletű, diagenetikus albitosodásra utalnak (KASTNER & SIEVER 1979; GOLD 1987; SAIGAL et al.

1988; MILLIKEN 1989). Ez a folyamat általában a mikrorepedések és az iker- vagy hasadási síkok mentén kezdődik. A részlegesen albitosodott földpátban az oldódás–kicsapódás mechanizmus következtében gyakran mikropórusok figyelhetők meg (GOLD 1987; MILLIKEN 1989; LEE & LEE 1998). SAIGAL et al. (1988) eredményei szerint az albitosodott káliföldpát barna zárványosságát (Z) üregekben gazdag (vakuolás) autigén albit okozza (*3. ábra, c*). Az átalakulás során keletkezett albit jellegzetes, blokkos–táblás szektorkioltást mutat, ami sem az elsődleges magmás vagy metamorf fázisok albitjára, sem a karlsbadi-iker típusra nem jellemző (GOLD 1987). A törmelékes szemcsén belül lejátszódó albitosodást a szemcsék közötti pórustérben — a szemcsék pereméhez kapcsolódva — tiszta, zárványmentes autigén albit megjelenése kísérheti (*3. ábra, c–d*). Azokban a pelites üledékekben, amelyekben a törmelékes földpátokat agyagos mátrix veszi körül, az albit továbbnövekedés nem, vagy csak alárendelten jelenik meg (LEE & LEE 1998).

### *Röntgen-pordiffrakciós vizsgálat*

A teljes kőzetmintákból készült alapfelvételek eredményeit felhasználva (*II. táblázat*) a Turonyi Formáció agyagköveiben az albit, a kvarc, a 10 Å-ös rétegszilikátok (illit±muszkovit) és a klorit uralkodó részaránya figyelhető meg. A minták többségében a kalcit és a hematit mennyisége szintén jelentős. Bizonyos mintákban a klorit, a kalcit és a hematit járulékos vagy mellékes elegyrészként fordul elő, amelyhez kaolinit társulhat. Ez utóbbi ásvány azonosítása a teljes kőzetből készült diffraktogramok alapján azonban bizonytalan. Néhány minta kimutatható mennyiségű káliföldpátot tartalmaz, valamint egy mintában (1433,1–1435,6 m) kis mennyiségben dolomit jelenik meg (*II. táblázat*). A vizsgált aleurolitminták ásványos összetétele az agyagkövekéhez hasonló, azonban ezek a minták — a petrográfiai megfigyeléssel ellentétben — kimutatható mennyiségű káliföldpátot nem tartalmaznak, ami alátámasztja a káliföldpátok albitosodását. Az 1282,6–1285,4 m-es mélységközből származó aleurolitminta albit- és kalcittartalma jelentős, ettől eltérően az 1394,8–1396,0 m-ből vett minta rétegszilikátokban gazdag (illit±muszkovit és klorit), kalcitot azonban nem tartalmaz. Figyelemre méltó, hogy a vizsgált turonyi pelitek diffraktogramjain nem jelentkezik alapvonal-emelkedés, ami az amorf anyag — azaz a hosszútávon rendezetlen fázisok — teljes hiányát jelzi.

A minták <2 μm-es frakciójában (*4. ábra*) — litológiától és rétegtani helyzettől függetlenül — a 10 Å-ös rétegszilikátok (illit±muszkovit) mennyisége a legjelentősebb (70–90%). A klorit relatív mennyisége 10–30% közötti, továbbá egy minta nyomnyi mennyiségű szmektitet tartalmaz (*II. táblázat*). Az illit kristályossági foka (IC) 0,319–0,442 °2Θ között változik (átlagosan 0,35 °2Θ), ami egyértelműen az anchizónának, illetve két mintában a diagenetikus–anchizóna határ (0,390–0,435 °2Θ) környezetének felel meg (ÁRKAI 1983; WEAVER 1989; FREY & ROBINSON 1999).

A minták <2 μm-es frakciójában — az XRD vizsgálat során — a klorit kevert rétegszerkezet bélyegeit tükrözi. A légszáraz felvételhez képest az etilén-glikolos kezelés hatására nem figyelhető meg változás (*4. ábra, a–b*). A 450 °C-os hőkezelést követően azonban a 7,06 Å-ös csúcs intenzitása számottevően, a 14,12 Å-ös csúcs intenzitása csekély mértékben, illetve egyáltalán nem csökkent (*4. ábra, c*). Az 550 °C-os hőkezelés után a két reflexió eltűnt, vagy diffúz jellé alakult; miközben a 6,5–7,5 °2Θ és 9,5–10,0 °2Θ tartományban egy-egy diffúz csúcs jelent meg (*4. ábra, c*). Ezek a megfigyelések a szabálytalanul közbe-rétegzett klorit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikát tulajdonságaival párhuzamosíthatók („swelling chlorite" fázis; WEAVER 1989). A 9,5–10,0 °2Θ tartományban

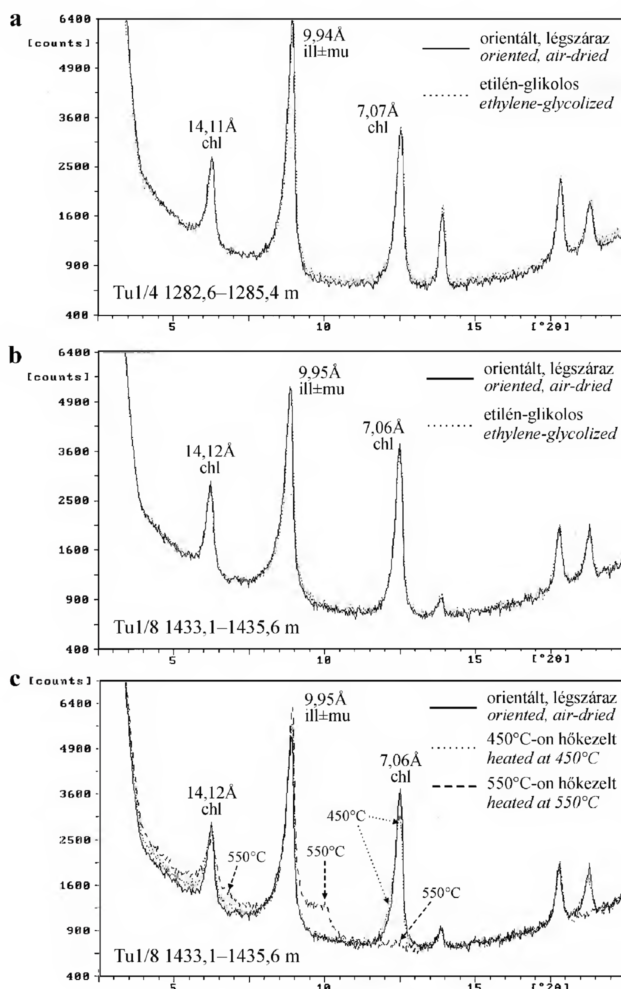
**II. táblázat.** A teljes kőzetminták röntgen-pordiffrakciós vizsgálatának eredménye és a <2 μm-es frakció félmennyiségi ásványos összetétele

***Table II.*** *Results of X-ray powder diffraction analysis of the bulk rock samples and semi-quantitative mineral composition (%) of the <2 μm fraction*

| Turonyi Formáció (Turony Tu-1 fúrás) | A teljes kőzetminták ásványos összetétele | | A <2 μm-es frakció félmennyiségi összetétele | | | A <2 μm-es illit jellemzése |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | uralkodó ásványok (lényeges elegyrészek) | járulékos és mellékes elegyrészek | ill±mu | chl | sme | IC |
| | | | ~% | | | °2Θ |
| 1204,4–1207,2 m (A) | q, ab, chl > ill±mu | hem, kfp (ny), cc (ny) | 80 | 20 | – | 0,442 |
| 327. láda (~1225 m) (A) | q, ab, chl > ill±mu, hem, cc | kao (?) | 80 | 20 | – | 0,328 |
| 1239,2–1241,8 m (A) | ill±mu, chl > q, ab, cc | hem, kfp (ny) | 85 | 15 | – | 0,343 |
| 1276,4–1278,8 m (A) | q, ab > ill±mu, hem | chl, cc (ny), kao (?) | 85 | 15 | – | 0,335 |
| 1282,6–1285,4 m (AL) | q, ab > ill±mu, hem, cc | chl, kao (?) | 90 | 10 | – | 0,359 |
| 1346,3–1349,3 m (A) | ill±mu, chl > q, ab, hem, cc | kao (?) | 80 | 20 | – | 0,339 |
| 1375,3–1378,6 m (A) | ill±mu > q, ab | cc, chl, kao (?), hem | 85 | 15 | – | 0,319 |
| 1394,8–1396,0 m (AL) | q, ill±mu, chl > ab | hem, kao (?) | 80 | 20 | – | 0,334 |
| 1433,1–1435,6 m (A) | ill±mu > q, ab | chl, hem, kfp (ny), cc, do (?), kao (?) | 70 | 30 | – | 0,319 |
| 377. láda (~1450 m) (A) | q, ab, chl > ill±mu, hem, cc | kao (?) | 80 | 20 | ny | 0,382 |

Rövidítések: A = agyagkő; AL = aleurolit; q = kvarc; ab = albit; kfp = káliföldpát; ill±mu = illit±muszkovit; cc = kalcit; do = dolomit; hem = hematit; chl = klorit; kao = kaolinit; sme = szmektit; ny = nyomnyi mennyiség; ? = bizonytalan meghatározás; IC = illit kristályossági index.

*Abbreviations: A = claystone; AL = siltstone; q = quartz; ab = albite; kfp = K-feldspar; ill±mu = illite±muscovite; cc = calcite; do = dolomite; hem = hematite; chl = chlorite; kao = kaolinite; sme = smectite; ny = trace amount; ? = ambiguous determination; IC = illite crystallinity index.*




**4. ábra.** A vizsgált minták <2 µm-es frakciójának jellegzetes röntgen-pordiffraktogramjai. a) aleurolit, Tu-1 1282,6-1285,4 m; b-c) agyagkő, Tu-1 1433,1-1435,6 m. A légszáraz felvételhez képest az etilén-glikolos kezelés hatására nem figyelhető meg változás (a-b)

Rövidítések: ill±mu = illit±muszkovit; chl = klorit; 450 °C = 450 °C-os hevítést követő felvétel; 550 °C = 550 °C-os hevítést követő felvétel

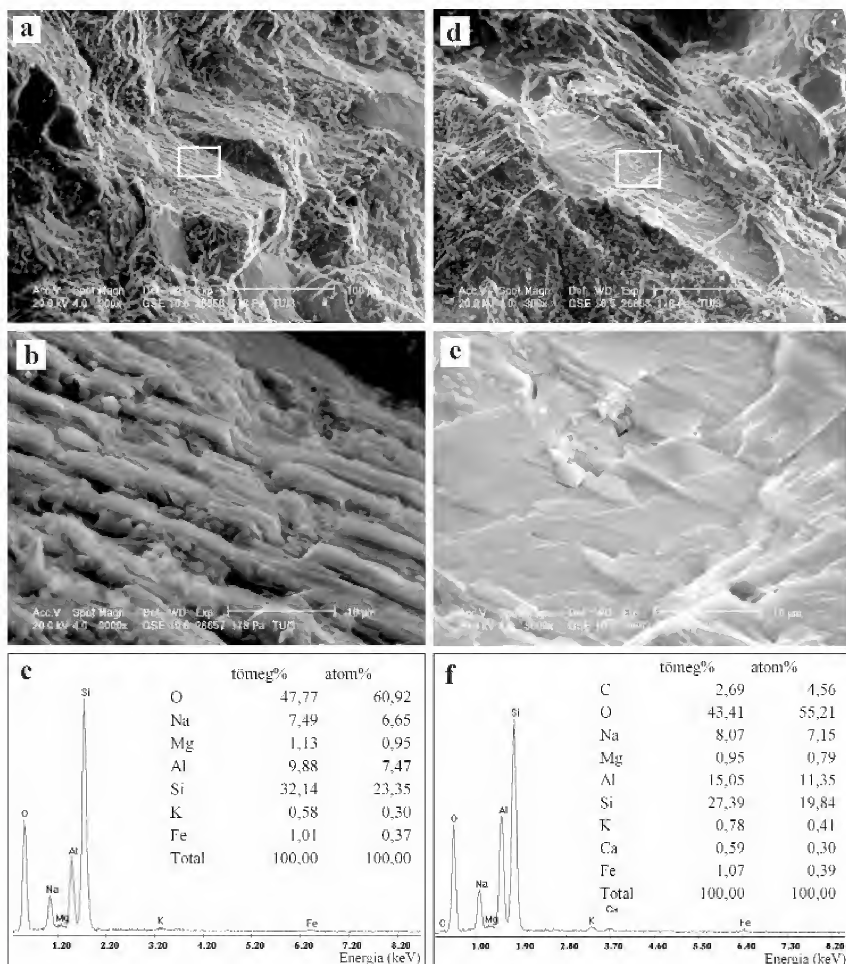
***Figure 4.*** *Typical XRD patterns of the <2 µm fraction of the studied samples. a) siltstone, Tu-1 1282.6-1285.4 m; b-c) claystone, Tu-1 1433.1-1435.6 m. XRD pattern of the ethylene-glycolized sample is the same as that of the air-dried one (a-b)*

*Abbreviations: ill±mu = illite±muscovite; chl = chlorite; 450 °C = heated at 450 °C; 550 °C = heated at 550 °C*

jelentkező csúcs vermikulit komponens jelenlétére is utalhat.

### *Elektronmikroszkópos vizsgálatok*

A környezeti SEM felvételek alapján a hematittal cementált agyagkőben a plagioklász üde; átalakulás sem a peremi részen, sem a hasadási síkok mentén nem látható (*5. ábra, a–b, d–e*). A kezeletlen, friss törési felületen végzett kémiai elemzés alapján az O, a Si, az Al és a Na tömegszázalékos mennyisége a meghatározó; a vizsgált mintatérfogatokban alárendelten Mg, Fe, K, Ca és C szintén kimutatható volt (*5. ábra, c és f*). Figyelembe véve, hogy a sztöchiometrikus összetételű albit ($NaAlSi_3O_8$) tömegszázalékos elemösszetétele 8,8% Na, 10,3% Al, 32,0% Si és 48,9% O; továbbá, hogy a vizsgált szemcsék nem (*5. ábra, c*), vagy karbonát formájában (*5. ábra, f*) tartalmaznak Ca-ot, a Turonyi Formáció plagioklászszemcséi az albit szélsőtag kémiai összetételének felelnek meg. Ez — a petrográfiai és a röntgen-pordiffrakciós vizsgálat ered-

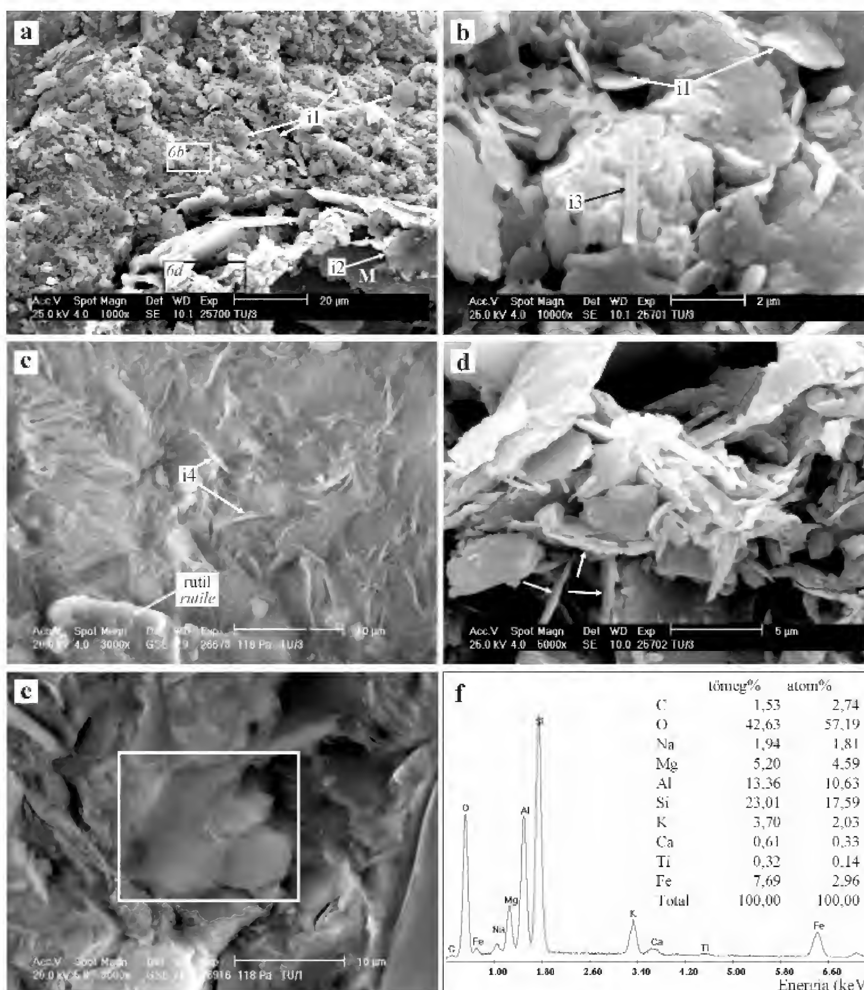



**5. ábra.** Az autigén albitszemcsék környezeti szekunder elektronképei (GSEI; a-b és d-e), továbbá energiadiszperzív röntgenspektrumai a tömeg- és atomszázalékos összetétel feltüntetésével (c és f). Az alsó fénykép a felső fotón fehér téglalappal jelölt területnek felel meg

***Figure 5.*** *Gaseous secondary electron image (GSEI) micrographs of authigenic albite (a-b and d-e) and EDS spectra (c-f) with the elemental compositions (wt% and at%). The area outlined by the white box in the upper photo is shown in the lower photo*

ményével együtt — alátámasztja az autigén eredetet (KASTNER & SIEVER 1979). A Fe, a K és a Mg a cementet alkotó hematit, illit, illetve klorit komponenseként értelmezhető. Nem zárható ki azonban az sem, hogy a K a diagenetikusan albitosodott szemcse káliföldpát-reliktumához kapcsolódik.

A vizsgált mintákban az elsősorban cementként, illetve átalakulási termékként megjelenő autigén illit négy jól elkülöníthető morfológiai típusba sorolható. A leggyakoribb, jól fejlett, lemezes kristályok (1. típus) átlagos mérete 10 μm körüli (*6. ábra, a–b*). Az illitlemezek szegélye nem, vagy csak kismértékben hullámos. A helyenként felismerhető görbült élek alapján ez a diagenetikus illit a betemetődés során a szemcséket bevonó, illetve póruskitöltő szmektit átalakulásával jöhetett létre (WEAVER 1989). A fibrózus, szálas illitkristályok (2. típus) leggyakrabban a változó méretű (maximálisan ~200 μm), helyenként hajlított, törmelékes eredetű muszkovitlemezek szabálytalan alakú élein figyelhetők meg (*6. ábra, a; 7. ábra, a–b*), azok késői diagenetikus átkristályosodása következtében alakulhattak ki (WEAVER 1989; WORDEN & BURLEY 2003). Az elsődleges póruskitöltő autigén illit 1–2 μm hosszú, léces termetű kristályokat (3. típus; *6. ábra, b*), illetve szálas halmazokat (filamentumok, 4. típus) alkot (*6. ábra, c*). Az autigén illit filamentumszerű morfotípusa WEAVER (1989) alapján nyomásoldódási üreg póruskitöltéseként értelmezhető.

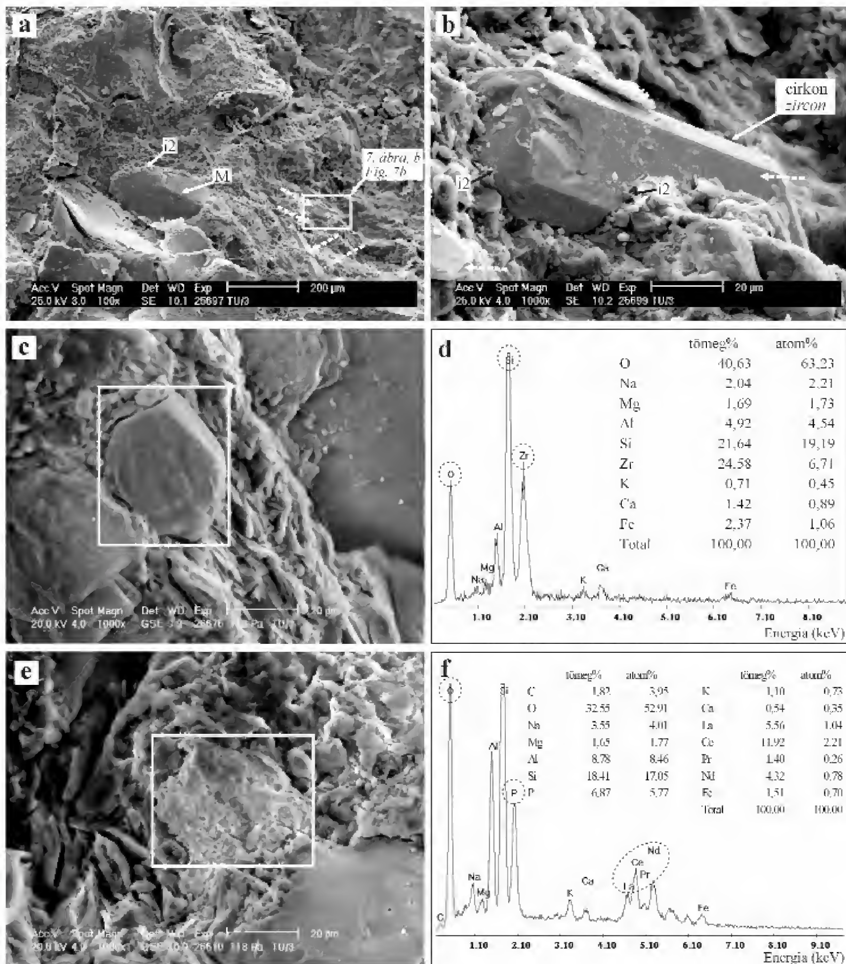



| | tömeg% | atom% |
|---|---|---|
| C | 1,53 | 2,74 |
| O | 42,63 | 57,19 |
| Na | 1,94 | 1,81 |
| Mg | 5,20 | 4,59 |
| Al | 13,36 | 10,63 |
| Si | 23,01 | 17,59 |
| K | 3,70 | 2,03 |
| Ca | 0,61 | 0,33 |
| Ti | 0,32 | 0.14 |
| Fe | 7,69 | 2.96 |
| Total | 100,00 | 100,00 |

**6. ábra.** Pásztázó elektronmikroszkópi (SEM) felvételek a diagenetikus rétegszilikátokról
a) Szekunder elektronkép (SEI) a jól fejlett lemezes illitkristályokról (~10 µm, i1), illetve a törmelékes muszkovitlemezek (M) élén megjelenő fibrózus illitről (i2); b) SEI felvétel a léces termetű illitről (i3); c) GSEI felvétel a filamentumos illitről (i4); d) SEI felvétel egy él-lap érintkezésű, klorit-szmektit kevert szerkezetű rétegszilikát kristályhalmazáról (nyilak); e–f) „Káposztafej" szerkezetű klorit (fehér téglalappal jelölt terület) és környezetének GSEI felvétele, továbbá energiadiszperzív röntgenspektruma a tömeg- és atomszázalékos összetétel feltüntetésével

***Figure 6.*** *Scanning electron microscope (SEM) micrographs illustrating the diagenetic phyllosilicates*
*a) Secondary electron image (SEI) micrograph of authigenic illite showing well-developed plates of the illite crystals (~10 µm, i1), and fibrous illite (i2) growing on the edge of platy detrital muscovite (M); b) SEI micrograph of lath-shaped illite (i3); c) GSEI photomicrograph of filamentous illite (i4); d) SEI micrograph of mixed chlorite-smectite showing the edge-to-face arranged nature of the crystals (arrows); e–f) GSEI micrograph of chlorite in the form of small cabbagehead structures (area outlined by the white box) and its sorrundings with the EDS spectrum and elemental compositions (wt% and at%)*

A diagenetikus rétegszilikátok között helyenként olyan kétdimenziós „kártyavárszerű" kristályhalmazok is megfigyelhetők, amelyekben 1–5 µm-es, él–lap érintkezésű egyedi kristálytáblák különíthetők el (*6. ábra, d*). A kis méret következtében ezek kémiai összetétele az alkalmazott SEM/EDS módszerrel nem határozható meg kellő pontossággal, azonban morfológiai alapon ez a póruskitöltő ásványfázis valószínűleg klorit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikát, illetve klorit (Weaver 1989; Anjos et al. 2003; Worden & Morad 2003). A korábban bemutatott röntgenpordiffrakciós adatok szintén a szabálytalanul közberétegzett klorit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikát jelenlétét erősítik meg (*4. ábra*). Alárendelt mennyiségben póruskitöltő klorit kialakulását sugallja a kisméretű „káposztafej" szerkezetű (cabbagehead) kristályhalmaz, amely társaságában kalcit (Ca és C), illit (K, Al és Si), albit




**7. ábra.** SEM felvételek az akcesszóriákról

a–b) Nehézásványok dúsulása (szaggatott nyilak), SEI. Rövidítések: M: törmelékes muszkovit; i2: autigén fibrózus illit; c–d) Az {110} prizma és az {101} piramis kombinációjából felépülő cirkonkristály (fehér téglalappal jelölt terület) GSEI felvétele, továbbá energiadiszperzív röntgenspektruma a tömeg- és atomszázalékos összetétel feltüntetésével; e–f) Monacit (fehér téglalappal jelölt terület) GSEI felvétele, továbbá energiadiszperzív röntgenspektruma a tömeg- és atomszázalékos összetétel feltüntetésével

***Figure 7.*** *SEM micrographs illustrating the accessories*

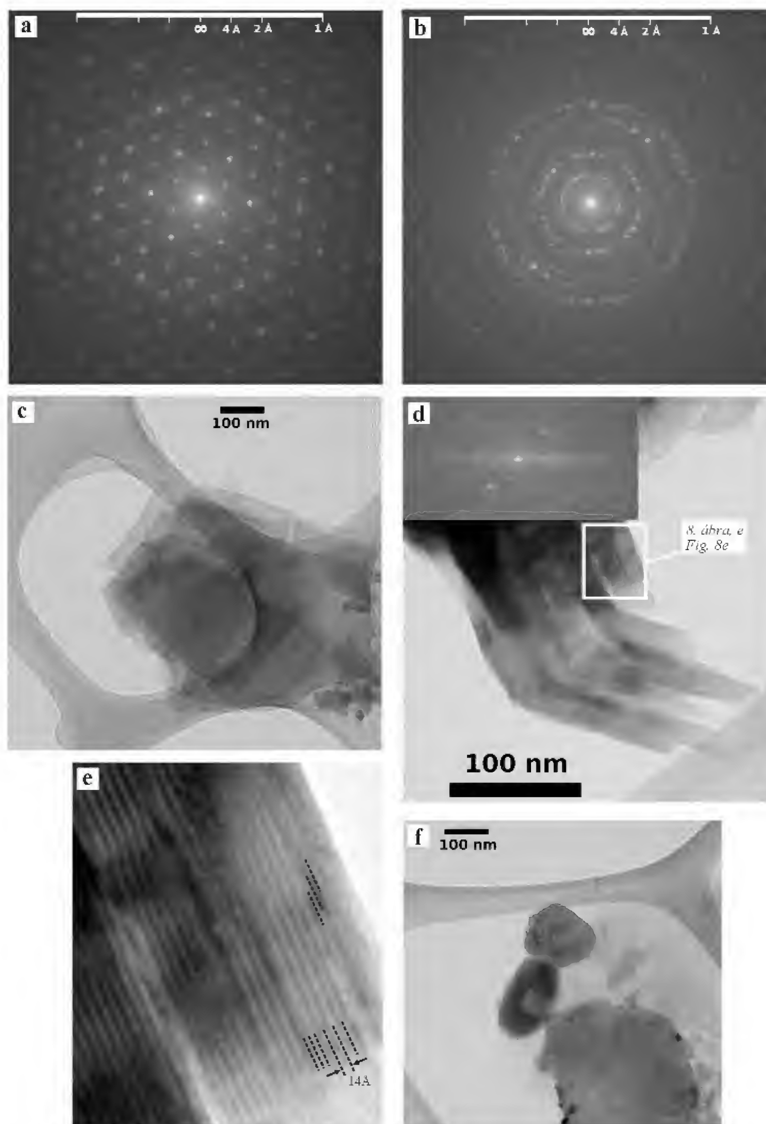
*a–b) Enrichment of heavy minerals (dashed arrows), SEI. Abbreviations: M detrital muscovite; i2 authigenic fibrous illite; c–d) GSEI micrograph of zircon dominated by faces of the [110] prism and [101] pyramide (area outlined by the white box) and its EDS spectrum with the elemental compositions (wt% and at%); e–f) GSEI micrograph of monazite (area outlined by the white box) and its EDS spectrum with the elemental compositions (wt% and at%)*

(Na, Al és Si) és hematit (Fe, Ti) valószínűsíthető (*6. ábra, e–f*). Az autigén kloritváltozatok közül a „káposztafej" szerkezetű klorit Fe-tartalma a legkisebb (WEAVER 1989). Ez a morfológia általában a Mg-gazdag autigén kloritra jellemző, amely képződése evaporitos környezetben kialakult kőzetekre jellemző (WEAVER 1989, WORDEN & BURLEY 2003).

A SEM/EDS analízis segítségével a vizsgált pelitekben piritet, cirkont, rutilt és monacitot sikerült azonosítani. Az elszórtan megjelenő pirit minden esetben jól fejlett, sajátalakú vagy félig sajátalakú, ~400 µm-es, hexaéderes kristályokat alkot, ami késői diagenetikus (hematit redukciója) — esetleg utólagos, hidrotermális — eredetre utal (WORDEN & BURLEY 2003). A rutil és a cirkon általában sajátalakú, illetve — törmelékes eredetet (nehézásvány frakció) tükrözve — törött kristályegyedek formájában jelenik meg (*7. ábra, a–d*), azonban rétegszilikátok átalakulásához kapcsolódva néhány µm-es, xenomorf kristályok szintén elkülöníthetők (*6. ábra, c*). A lemezes, korrodált megjelenésű monacit akcesszórikus nehézásvány átalakulását tükrözheti, vagy rétegszilikát (pl. biotit) átalakulásakor, az elsődleges ásvány nyomelemtartalmának

szételegyedésével jöhetett létre (*7. ábra, e–f*). Az energia-diszperzív röntgenspektrumokon a cirkon ($Zr[SiO_4]$) és a monacit ($CePO_4$; a Ce helyén La, Pr és Nd helyettesítéssel) összetételének megfelelő csúcsokon túl — az ásványok méreténél nagyobb gerjesztési térfogat következtében — a környező ásványfázisok összetételi csúcsai szintén megjelennek (*7. ábra, d* és *f*).

A <2 µm-es frakció TEM vizsgálata a röntgen-pordiffrakciós mérésekkel egybehangzóan az illit túlsúlyát mutatja (*8. ábra, a–c*). Az EDS mérések szerint az illit 18–19 at% Si-ot, 13–14 at% Al-ot, 3–4 at% K-ot, továbbá mérhető, de nyomnyi mennyiségű magnéziumot és vasat tartalmaz. Kalcium a szemcsékben nem mérhető, a mért kationokhoz számolt oxigén 61–62 at%. Az illit esetenként




**8. ábra.** TEM felvételek a 2 µm alatti frakcióról

a-b) illit hk0, SAED felvétel; c) illit lemezkék halmaza, világos látóterű felvétel; d) klorit, világos látóterű felvétel, a bal felső sarokban ugyanerről a szemcséről készült diffrakciós felvétellel. A bekeretezett területet mutatja kinagyítva az e) ábra; f) sajátalakú apatitkristályok, világos látóterű felvétel

***Figure 8.** TEM micrographs of the <2 µm fraction*

*a-b) illite hk0 SAED pattern; c) aggregate of illite platelets, BF image; d) chlorite, BF image, with the SAED pattern in the upper left corner. The marked area is enlarged on figure e); f) idiomorphic apatite crystals, BF image*

a nagyobb laterális mérete és/vagy a *hk*0 rétegkötegek rendezett egymásutánisága miatt egykristály-közeli diffrakciót mutat (*8. ábra, a*), máskor a laterálisan kisebb kiterjedésnek és/vagy a **c** irányú rendezetlenségnek köszönhetően polikristályos, turbosztratikus szerkezetű (*8. ábra, b*). Szignifikáns összetételbeli különbséget a két eset között nem mértünk. A magnézium nyomnyi mennyisége a turbosztratikus szerkezettel együtt alárendelt mennyiségű közberétegzett szmektitre utalhat, ami megerősíti a — morfológiai alapon feltételezett — szmektit illitesedését.

Az illit mellett kis mennyiségben vas-, illetve magnéziumgazdag fázis is előfordul. A *8. ábra d* és *e* felvételén egy ilyen összetételű (12 at% Si és Al, 7 at% Fe, 8 at% Mg, illetve nyomnyi mennyiségű K és Na) rétegszilikátot látunk a **c***-ra merőleges vetületben. A szemcse összetétele és a diffrakciós felvételen mérhető 14 Å-ös periódus kloritra utal; a 14 Å-ös szerkezetbe helyenként néhány rétegnyi 7 Å-ös egységek ékelődnek (*8. ábra, e*).

A TEM vizsgálat során a rétegszilikátok mellett 100–200 nm-es apatitkristályokat is azonosítottunk, amelyek összetételére a F:P = 1:3 arány a jellemző (*8. ábra, f*).

## Diszkusszió

A dél-dunántúli újpaleozoos képződmények között bizonytalan rétegtani helyzetű Turonyi Formáció pelites kőzeteinek ásványtani eredményeit akkor használhatjuk fel formációk közötti összehasonlításra — amely e bizonytalan helyzet pontosítását eredményezhetné –, ha a rendelkezésre álló adatokat üledékképződés–diagenezis–metamorfózis keretbe illesztjük.

### *Üledékképződési környezet és elsődleges szemcseösszetétel*

Jelenlegi ismereteink szerint a Turonyi Formáció kialakulásának első lépésekor az uralkodóan kvarc (részben vulkáni eredetű), továbbá kevés plagioklász, lebontott vulkanit és káliföldpát anyagú törmelékszemcsék sekély tavi üledékgyűjtőben halmozódtak fel (FAZEKAS in BARABÁSNÉ STUHL 1988; FÜLÖP 1994; BARABÁSNÉ STUHL 1997). A formáció kőzeteinek szemcseméreti viszonyaival kapcsolatban azonban több ellentmondás tapasztalható.

Annak ellenére, hogy BARABÁSNÉ STUHL (1988, 1997) és FÜLÖP (1994) leírása szerint a formáció elsősorban aleurolittal váltakozó finomszemcsés homokkőből áll, amelyben alárendelten apró–középszemcsés homokkő és dolomitos mészkő betelepülések találhatók, FAZEKAS (in BARABÁSNÉ STUHL 1988) kiemeli a formáció kőzeteinek finomabb átlagos szemcseméretét. A teljes rétegsort átfogó, vékonycsiszolatok leírására alapozott petrográfiai eredményei szerint a kőzetanyag elsősorban meszes–márgás üledék, agyagkő, aleurolit, finomszemcsés homokkő és láva–tufa–tufit betelepülés (FAZEKAS in BARABÁSNÉ STUHL 1988). Ez összhangban van a Tu–1 fúrás rétegsorának első vázlatos leírásával, amelyben KOVÁCS (1967) kiemeli, hogy a Turonyi Formáció kőzetanyaga elsősorban barna aleurolit és barna dolomitos aleurolit (zöldes árnyalattal), ami *kevés* finomhomokos betelepülést, illetve dolomitréteget tartalmaz. FAZEKAS (in BARABÁSNÉ STUHL 1988) véleménye szerint azonban a maganyag makroszkópos leírásakor a ténylegesnél durvább szemcseméretűnek dokumentálták a formáció törmelékes kőzeteit, amit feltehetően azok rossz osztályozottsága okozott. Ez utóbbit támasztja alá az a tény, hogy a Tu–1 fúrás archivált maganyagának mintázásakor a formáció törmelékes kőzettípusainak vizsgálatához csak pelites kőzetanyagot sikerült begyűjtenünk. A közép–durvaszemcsés homok, vagy annál nagyobb szemcseméretű törmelék hiányában a lehordási terület pontos kőzetösszetételét petrográfiai vizsgálattal nem határozhatjuk meg. A metamorf kőzettörmelékek és a jelentős mennyiségű törmelékes muszkovit azonban egyértelműen a kristályos aljzat (gneisz, kristályospala, csillámpala) eróziójára utal. Az ősföldrajzi környezet rekonstrukciója szempontjából nagyon fontos FAZEKAS (in FÜLÖP 1994) megállapítása, amely szerint a rétegsor tufa–tufit betelepüléseket, valamint helyenként piroklasztikus bélyegekkel rendelkező, mikrofelzites szövetű, átkristályosodott alapanyagú (albitosodott) kvarcporfírt — azaz riolitot — tartalmaz. Ez a formáció forrásterületén egyidős, vagy közel egyidős savanyú vulkáni tevékenységet jelez. A vizsgált minták akcesszórikus ásványtársulása (muszkovit, opak ásványok, turmalin, cirkon, rutil, apatit, monacit) megerősíti a felzikus kőzetanyagban (pl. kvarcdús metamorfitok, illetve erősen differenciált magmás kőzetek, riolit) gazdag forrásterületet; a törmelékes eredetű, kloritosodott biotit és az albitosodott káliföldpát szintén utalhat riolit eróziójára. Az agyagfrakcióban azonosított, szabálytalanul közberétegzett klorit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikát elsősorban bázisos vulkanitok, továbbá a felzikus törmelékanyag Fe-Mg-tartalmú ásványainak (pl. biotit) átalakulása során keletkezik (WEAVER 1989; ANJOS et al. 2003; WORDEN & MORAD 2003). Nem zárható ki ezért az sem, hogy a Turonyi Formáció üledékképződésekor a sekély tavi környezetbe a kontinentális háttér eróziójából származó felzikus törmelékanyag (gneisz/granitoid, kristályospala, csillámpala, savanyú vulkanit) mellett — alárendelt mennyiségben — magmás eredetű, bázisos összetételű kőzettörmelék is szállítódott.

### *Diagenetikus átalakulások*

A Turonyi Formáció kőzeteinek jellegzetes „ibolyabarna” színét okozó hematittartalom (*II. táblázat*), a változó méretű (~20 cm-es átmérőt is elérő), gömbhéjas, sugaras szerkezetű dolomitkonkréciók, illetve dolomitrétegek (KOVÁCS 1967; SZEDERKÉNYI in BARABÁSNÉ STUHL 1988), továbbá a Mg-gazdag autigén klorit kialakulása — arid éghajlati viszonyok mellett — oxidatív korai diagenetikus környezetre utalnak. Ilyen feltételek mellett a pórusvíz $Na^{+}$-, $Ca^{2+}$-, $Mg^{2+}$- és $HCO_3^{-}$-ionokban gazdag, továbbá a ferri-vas hidroxidok vagy szeszkvioxidok formájában bevonatot képez a törmelékes ásványokon (EUGSTER & HARDIE 1978;

WORDEN & BURLEY 2003; WORDEN & MORAD 2003). A káliföldpátok albitosodása az aleurolitban, valamennyi minta jelentős albittartalma, továbbá a rétegszilikátok illitesedése egyértelműen a pelitek diagenetikus albitosodását tükrözi, amelyet a közbetelepülő savanyú vulkanit albitosodása is megerősít (FAZEKAS in BARABÁSNÉ STUHL 1988; FÜLÖP 1994). A diagenetikus környezet felvázolásakor figyelembe kell vegyük továbbá azt is, hogy a konkréciókat és a dolomit betelepüléseket mindig redukciós elszíneződések kísérik, illetve helyenként piritesedés figyelhető meg (KOVÁCS 1967).

KASTNER & SIEVER (1979) modelljét alkalmazva, amelyet kontinentális (nem tengeri), vulkanoklasztban gazdag rendszerekre dolgoztak ki, a vulkáni eredetű törmelék és a tavi környezetből származó pórusvíz reakciója pH=9–11 kémhatás mellett nagy kovasavtartalmat, továbbá viszonylag nagy $Na^+$ és $K^+$ aktivitást eredményez. Az alkáli tavakba (lefolyástalan tó, playa) kerülő üledékben a vulkáni anyag zeolittá, illetve szmektitté vagy kevert szerkezetű agyagásvánnyá alakulhat, továbbá amorf kovasav és opál-A keletkezik. Ilyen környezetben a savanyú és neutrális magmás kőzetek (pl. riolit, vulkáni üveg), továbbá a kvarcdús metamorf kőzetek átalakulása dioktaéderes szmektitet eredményez (WEAVER 1989; MCKINLEY et al. 2003). Ez a betemetődés során már viszonylag kis hőmérsékleten (>70–90 °C) illitesedik; az átalakuláshoz szükséges káliumot leggyakrabban a törmelékes káliföldpát albitosodása szolgáltatja (MCKINLEY et al. 2003; WORDEN & BURLEY 2003). A bázisos vulkáni kőzettörmelék, továbbá a felzikus törmelékanyag Fe-Mg-tartalmú ásványainak (pl. biotit) elsődleges átalakulási terméke arid éghajlati viszonyok között a trioktaéderes szmektit. Ez a betemetődési diagenezis során — bázisos vulkanitok, biotit és Fe-oxihidroxidok feloldódásából származó $Fe^{2+}$-, $Mg^{2+}$- és $Al^{3+}$-ionok felhasználásával — klorit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikáton keresztül kloritosodik (WEAVER 1989; ANJOS et al. 2003; WORDEN & MORAD 2003). A lokálisan kialakuló reduktív mikrokörnyezet a hematit redukcióján keresztül késői diagenetikus pirit megjelenését eredményezheti (WORDEN & BURLEY 2003). A diagenezis előrehaladtával ezért az elsődleges ásványos összetétel lényegesen módosul: autigén földpát (albit), illit és klorit (esetleg klorit/szmektit kevert szerkezetű ásványfázis) jelenik meg a tavi üledékes kőzetben; az amorf kovasav és az opál-A — opál-CT és kalcedon megjelenésén keresztül — kvarccá alakul (KASTNER & SIEVER 1979; SAIGAL et al. 1988; VAN DE KAMP & LEAKE 1996; LEE & LEE 1998).

A törmelékes kőzetek diagenetikus albitosodása zárt rendszerben (külső Na-forrás nélkül) is lejátszódhat, hiszen azok gyakori törmelékes Na-tartalmú ásványa a plagioklász. A Ca-gazdag plagioklászkomponens feloldódásával az autigén albit mennyisége kevesebb lesz, mint a törmelékes plagioklászé volt, továbbá az átalakulási folyamatot kalcit, illetve kaolinit képződése kísérheti (LEE & LEE 1998). Abban az esetben, ha az albit mennyisége nagyobb, mint az eredeti törmelékes plagioklászé lehetett (pl. póruskitöltő albitcement, illetve albit továbbnövekedés figyelhető meg; a káliföldpát albitosodott), a diagenetikus albitosodás külső Na-forrást igényel (VAN DE KAMP & LEAKE 1996; LEE & LEE 1998; R. VARGA et al. 2005). Kontinentális környezetben (folyóvízi, tavi), arid–szemiarid éghajlati viszonyok mellett Na-tartalmú evaporitok alkothatják a Na-forrását („sós pórusvíz"), illetve hidrotermális oldatok hatásával magyarázható a diagenetikus albitosodás (VAN DE KAMP & LEAKE 1996). A Na egy része az agyagásványok késői diagenetikus átalakulásából is származhat, ugyanis a betemetődés mértékének növekedésével gyakori folyamat a szmektit illitté vagy kloritté alakulása (WEAVER 1989). Kontinentális környezetben (pl. talajokban) a szmektitek azonban kevés cserélhető $Na^+$-iont tartalmaznak, ezért a reakciót követően felszabaduló Na mennyisége kevesebb, mint tengeri üledékek átalakulásakor (WEAVER 1989; LEE & LEE 1998).

Eredményeink alapján a Turonyi Formáció pelites kőzeteinek jelenlegi ásványos összetétele — a bemutatott általános diagenetikus modell értelmében — a száraz éghajlaton, alkáli tavi környezetben lejátszódó korai diagenetikus, illetve betemetődési diagenetikus folyamatok (albitosodás, kovásodás, illitesedés, kloritosodás) módosító hatását tükrözi. A Turonyi Formáció pelites kőzeteinek albitosodása nyílt rendszerben ment végbe, amelyre a káliföldpát albitosodása és az albit továbbnövekedés utal. A formáció törmelékes–karbonátos rétegsorába települő vulkanit nagy $Na_2O$-tartalma (4,9%) alapján már FAZEKAS (in BARABÁSNÉ STUHL 1988) is kis mértékű Na-behozatalt feltételezett, azonban további következtetéseket nem tett. A jellegzetes kőzettani bélyegeket (albitosodás, kloritosodás, kovásodás, szericitesedés) nem egymással szorosan összefüggő diagenetikus folyamatokkal, hanem a vulkanitok idős korával próbálta megmagyarázni. Véleménye szerint ezért ezek a savanyú vulkanitok nem azonosíthatók az alsó-permi Gyűrűfűi Riolit lávakőzeteivel, illetve piroklasztitjaival, ezt azonban mintahiány miatt már nem lehet ellenőrizni.

### *Metamorfózis*

A megnyúlt, irányítottan elhelyezkedő, átkristályosodott Qp szemcsék, a hosszútávon rendezetlen fázisok teljes hiánya, továbbá a vizsgált pelitekben az illit kristályossági foka (átlagosan 0,35 °2Θ) a Turonyi Formáció kőzeteinek nagyon kisfokú metamorf átalakulását jelzik. Annak ellenére, hogy a Turonyi Formáció korábbi elnevezése Szalántai Homokkőpala Formáció volt, BARABÁSNÉ STUHL (1988) a réteglapok menti jó elválást, a szericites, „selymes" megjelenést egyszerűen a nyugodt üledékképződéssel (tavi fácies) magyarázta. Véleménye szerint az 1300,0 m-ből vett minta nagy vitrinit-reflexiója ($R_o$=3,65%) azt jelzi, hogy a Turonyi Formáció — a felső-karbon Tésenyi Homokkő Formációval együtt — más szerkezeti egységhez tartozik, mint a fedőjében található Korpádi Homokkő Formáció (BARABÁSNÉ STUHL 1988). Ez a szemléletmód tükröződik a formáció litosztratigráfiai ismertetésekor (BARABÁSNÉ STUHL 1997; FÜLÖP 1994), azonban a villányi-hegységi és a hozzá kapcsolódó dráva-medencei területek üledékes karbon képződményeinek bemutatásakor JÁMBOR (1998) —

részletes indoklás nélkül — Turonyi Homokkőpala Formációt említ.

Az illit kristályossági index és a vitrinit-reflexió közötti korreláció alapján az anchizóna kezdetét IC=0,42 °2Θ és $R_o$=2,25–3,5%, végét IC=0,25 °2Θ és $R_o$=4,0–5,5% paraméterekkel jellemezhetjük (WEAVER 1989). A korábbi vitrinit-reflexió adat — a bemutatott ásványtani eredményekkel együtt — így egyértelműen a Turonyi Formáció kőzeteinek nagyon kisfokú metamorf átalakulását tükrözi. A metamorfózis hatását nem szabad figyelmen kívül hagyni a Turonyi Formáció litológiai jellegeinek értelmezésekor (pl. kőzetszín, rétegzés–palásság, sericites, „selymes” megjelenés), továbbá a kőzetek elnevezésekor is hangsúlyozni kell. A Turonyi Formáció jellemzésekor ezért a metahomokkő, metaaleurolit, agyagpala, továbbá palás márga kifejezések használatát tartjuk szükségesnek.

### *A Turonyi Formáció korrelációja — problémafelvetés*

Jelenlegi ismereteink szerint a dél-dunántúli újpaleozoos törmelékes rétegsoron belül — a bizonytalan rétegtani helyzetű Turonyi Formáció metapelites kőzeteihez hasonlóan — egyedül a Bodai Aleurolit Formáció kőzetanyaga alakult ki arid sóstavi üledékképződési környezetben, továbbá esett át hasonló diagenezistörténeten (FÜLÖP 1994; BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998; JÁMBOR 1998; ÁRKAI et al. 2000; VARGA et al. 2007). Ez összhangban van a Tu–1 fúrás első földtani dokumentálásakor tett rétegtani besorolással (KASSAI 1976; BARABÁSNÉ STUHL 1988; FÜLÖP 1994). A két képződmény ásványos összetételének összehasonlítását a hiányos ismeretek eddig nem tették lehetővé (FAZEKAS 1987; FAZEKAS in BARABÁSNÉ STUHL 1988), azonban az elmúlt években a Bodai Aleurolit Formáció ásványtani, kőzettani és geokémiai jellemzéséhez kapcsolódó kutatások eredményei lehetővé teszik a formációk közötti összehasonlítást (MÁTHÉ 1998; ÁRKAI et al. 2000; R. VARGA et al. 2005; VARGA et al. 2006).

A Bodai Aleurolit Formáció pelites kőzeteinek ásványos összetételét szintén — a kvarc és a hematit mellett — a diagenetikus eredetű albit, az illit és a klorit határozza meg (MÁTHÉ 1998; ÁRKAI et al. 2000; VARGA et al. 2006). Mind a lehordási terület összetétele (savanyú vulkanit, kristályos aljzat metamorfitjai, alárendelten neutrális–bázisos vulkanit), mind a kontinentális tavi üledékgyűjtő diagenetikus átalakulási folyamatai (albitosodás, illitesedés, kloritosodás) megegyeznek a Turonyi Formáció metapelites kőzeteinek vizsgálata során kapott eredményeinkkel, illetve a felvázolt őskörnyezeti modellel. A munkánk eredményeként rendelkezésre álló ismeretek tükrében szükségessé válik a két formáció elkülönítési szempontjainak pontosítása, illetve újraértelmezése (*I. táblázat*). Figyelembe véve KOVÁCS (1967) és FAZEKAS (in BARABÁSNÉ STUHL 1988) megfigyeléseit, illetve saját tapasztalatainkat, BARABÁSNÉ STUHL (1988) szempontrendszerével ellentétben a Turonyi Formáció kőzetanyaga uralkodóan nem homokkő, hanem — a Bodai Aleurolithoz hasonlóan — pelites kőzet. A színárnyalatban, a rétegzésben, illetve palásságban, a selymes megjelenésben és a csillámtartalomban megfigyelt különbség egyszerűen magyarázható a Turonyi Formáció kőzetanyagának metamorf jellegével. A Turonyi Formációból előkerült — a réteglapokon dúsuló — életnyomok és esőcseppnyomok felfedezése szintén a metamorfózis következménye, hiszen általa a réteglapok mentén kiváló elválásúvá vált a kőzet. BARABÁSNÉ STUHL (1988) besorolásától eltérően a Bodai Aleurolit is tartalmaz életnyomokat, MÁTHÉ (1998) szerint különösen az aleurolit gazdag bioturbációra visszavezethető járatkitöltésekben.

A bemutatott eredmények alapján a Bodai Aleurolit és a Turonyi Formáció kiindulási törmelékanyaga hasonló, azonos üledékképződési környezetben és közel azonos diagenetikus körülmények között keletkeztek. Megbízható elkülönítésükre a korábbi szempontrendszer nem alkalmas. A Turonyi Formáció ősmaradványai nem teszik lehetővé a pontos korbesorolást, továbbá a nagyon kisfokú metamorfózis miatt a nyomfosszíliák deformációját sem zárhatjuk ki. A makroszkópos jellegzetességekre korlátozódó különbségek a metamorfózis következményei, ezért nem zárható ki az sem, hogy az első földtani dokumentálást (KASSAI 1976; BARABÁSNÉ STUHL 1988; FÜLÖP 1994) megerősítve a Turonyi Formáció egyetlen fúrás által feltárt rétegsora nem más, mint a Bodai Aleurolit Formációnak megfelelő képződmény tektonikusan elhelyezkedő, metamorfizált változata. A felmerült kérdések tisztázására a Mecsek–Villányi zóna tektonikai felépítésének pontosítása, valamint az újpaleozoos törmelékes rétegsor geokémiai összehasonlítása szolgáltathat újabb — cáfoló vagy megerősítő — bizonyítékokat.

## Következtetések

A Turonyi Formáció pelites kőzeteit elsősorban autigén albit, kvarc, 10 Å-ös rétegszilikátok (törmelékes és diagenetikus), klorit (klorit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikát), hematit; kis mennyiségben kalcit és dolomit, illetve alárendelten albitosodott káliföldpát és szmektit alkotja. Akcesszóriaként opak ásványok (pl. pirit), turmalin, cirkon, monacit, rutil, apatit figyelhető meg. A törmelékes szemcsék kis mérete miatt a kőzettörmelék-frakció mennyisége alárendelt, ezért a lehordási terület kőzetösszetételét nem tükrözi. Az ásványos összetétel alapján azonban feltételezhető, hogy a Turonyi Formáció üledékképződésekor a sekély tavi környezetbe a kontinentális háttér eróziójából döntően felzikus törmelékanyag (gneisz/granitoid, savanyú vulkanit) szállítódott.

A Turonyi Formáció pelites kőzeteinek jelenlegi ásványos összetétele a száraz éghajlaton, alkáli tavi környezetben lejátszódó korai diagenetikus, illetve betemetődési diagenetikus folyamatok (nyílt rendszerben végbement albitosodás, illitesedés, kloritosodás) módosító hatását tükrözi. A megnyúlt, irányítottan elhelyezkedő, átkristá-

lyosodott polikristályos kvarcszemcsék, a hosszútávon rendezetlen fázisok teljes hiánya, továbbá a vizsgált pelitekben az illit kristályossági foka (átlagosan 0,35 °2Θ) nagyon kisfokú metamorf átalakulást jeleznek. A Turonyi Formáció jellemzésekor ezért a metahomokkő, meta-aleurolit, agyagpala, továbbá palás márga kifejezések használatát tartjuk szükségesnek.

A bemutatott eredmények alapján a Bodai Aleurolit és a Turonyi Formáció elkülönítésére a korábbi — makroszkópos bélyegekre épülő — szempontrendszer nem alkalmas. A két litosztratigráfiai egység, továbbá a dél-dunántúli újpaleozoos képződmények részletes geokémiai összehasonlítását egy másik tanulmányban kívánjuk megvalósítani.

## Köszönetnyilvánítás

A Tu–1 fúrásból származó kőzetanyagért, a Turonyi Formáció kutatásával kapcsolatos dokumentációs anyagokért, továbbá a gondolatébresztő tanácsokért a szerzők (V. A. és Sz. Gy.) BARABÁSNÉ STUHL Ágnesnek és BARABÁS Andornak mondanak köszönetet. Hálával tartozunk MERÉNYI Lászlónak a röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok során nyújtott segítségéért. Szeretnénk megköszönni MÁTHÉ Zoltán, JÓZSA Sándor, MIKES Tamás, MAJOROS György és PÓSFAI Mihály — a kutatás különböző szakaszaiban nyújtott — segítségét és hasznos tanácsait.

Kutatómunkánk anyagi hátterét az OTKA T 034924 téma (témavezető: SZAKMÁNY György), továbbá az ELTE Doktori Iskola Földtan–Geofizika Doktori Programja (Kőzettani és Geokémiai Tanszék) biztosította.

## Irodalom — References

ANJOS, S. M. C., DE ROS, L. F. & SILVA, C. M. A. 2003: Chlorite authigenesis and porosity preservation in the Upper Cretaceous marine sandstones on the Santos Basin, offshore eastern Brazil. — In: WORDEN, R. H. & MORAD, S. (Eds): Clay Mineral Cements in Sandstones. — *International Association of Sedimentologists Special publication* **34**, 291–316.

ÁRKAI, P. 1983: Very low- and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE-Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **26,** 83–101.

ÁRKAI, P., BALOGH, K., DEMÉNY, A., FÓRIZS, I., NAGY, G. & MÁTHÉ, Z. 2000: Composition, diagenetic and post-diagenetic alterations of a possible radioactive waste repository site: the Boda Albitic Claystone Formation, southern Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **43/4,** 351–378.

BAILEY, S. W. 1988: Chlorites: Structures and Crystal Chemistry. — In: BAILEY, S. W. (Ed.): Hydrous Phyllosilicates (exclusive of micas). *Reviews in Mineralogy* **19**, 347–403.

BARABÁS A. & BARABÁSNÉ STUHL Á. 1998: A Mecsek és környéke perm képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. MOL Rt.-MÁFI kiadvány, Budapest, 187–215.

BARABÁSNÉ STUHL Á. 1975a: Adatok a dunántúli újpaleozóos képződmények biosztratigráfiájához. — *Földtani Közlöny* **105/3**, 320–334.

BARABÁSNÉ STUHL, Á. 1975b: Organic and inorganic hieroglyphs from the Late Paleozoic of Southern Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **22/1**, 87–96.

BARABÁSNÉ STUHL Á. 1988: A Dél-Baranyai dombság és a Villányi hegység permi képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés III. fejezete a perm feküképződményeiről. — Kéziratos jelentés, MÉV Adattár (J–3278/III), 82–93.

BARABÁSNÉ STUHL Á. 1997: Turonyi Formáció. — In: CSÁSZÁR G. (szerk.): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. MÁFI kiadvány, Budapest, p. 101.

CSONTOS, L., BENKOVICS, L., BERGERAT, F., MANSY, J. & WÓRUM, G. 2002. Tertiary deformation history from seismic section study and fault analysis in a former European Tethyan margin (the Mecsek–Villány area, SW Hungary).– *Tectonophysics* **357**, 81–102.

EUGSTER, H. P. & HARDIE, L. A. 1978: Saline lakes. — In: LERMANN, A. (Ed): Physics and Chemistry of Lakes. — Springer-Verlag, Berlin, 237–293.

FAZEKAS V. 1987: A mecseki perm és alsótriász korú törmelékes formációk ásványos összetétele. — *Földtani Közlöny* **117/1**, 11–30.

FREY, M. & ROBINSON, D. 1999: Low-Grade Metamorphism. — Blackwell, Oxford, 313 p.

FÜLÖP J. 1994: Magyarország geológiája. Paleozoikum II, Akadémiai Kiadó, Budapest, 332–335.

GOLD, P. B. 1987: Textures and geochemistry of authigenic albite from Miocene sandstones, Louisiana Gulf Coast. — *Journal of Sedimentary Petrology* **57/2**, 353–362.

JÁMBOR Á. 1998: A Tiszai nagyszerkezeti egység karbon üledékes képződményei rétegtanának ismertetése. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, MOL Rt. – MÁFI kiadvány, Budapest, 173–185.

KASSAI M. 1976: A Villányi-hegység északi előterének perm képződményei. — *Geologica Hungarica Series Geologica* **17**, 11–109.

KASTNER, M. & SIEVER, R. 1979: Low temperature feldspars in sedimentary rocks. — *American Journal of Science* **279**, 435–479.

KOVÁCS M.-NÉ 1967: Turony–1 sz. fúrás vázlatos rétegsora. — Kéziratos jelentés, MÉV adattár (T–8/1), Pécs, 5 p.

LEE, J. I. & LEE, Y. I. 1998: Feldspar albitization in Cretaceous non-marine mudrocks, Gyeongsang Basin, Korea. — *Sedimentology* **45**, 745–754.

MÁTHÉ Z. (szerk.) 1998: A Bodai Aleurolit Formáció minősítésének rövidtávú programja, Kutatási zárójelentés 4. kötet, Ásvány-kőzettani, kőzetgeokémiai és izotóptranszport vizsgálatok. — Kézirat, Mecsekérc Környezetvédelmi Rt, Pécs, 76 p.

MCKINLEY, J. M., WORDEN, R. H. & RUFFELL, A. H. 2003: Smectite in sandstones: a review of the controls on occurrence and behaviour during diagenesis. — In: WORDEN, R. H. & MORAD, S. (Eds): Clay Mineral Cements in Sandstones. — *International Association of Sedimentologists Special publication* **34**, 109–128.

MILLIKEN, K. L. 1989: Petrography and composition of authigenic feldspars, Oligocene Frio Formation, South Texas. — *Journal of Sedimentary Petrology* **59/3**, 361–374.

R. VARGA, A., SZAKMÁNY, GY., RAUCSIK, B. & MÁTHÉ, Z. 2005: Chemical composition, provenance and early diagenetic processes of playa lake deposits from the Boda Siltstone Formation (Upper Permian), SW Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **48/1**, 49–68.

SAIGAL, G. C., MORAD, S., BJORLYKKE, K., EGEBERG, P. K. & AAGAARD, P. 1988: Diagenetic albitization of detrital K-feldspar in Jurassic, Lower Cretaceous, and Tertiary clastic reservoir rocks from offshore Norway, I. textures and origin. — *Journal of Sedimentary Petrology* **58/6**, 1003–1013.

VAN DE KAMP, P. C. & LEAKE, B. E. 1996: Petrology, geochemistry, and Na metasomatism of Triassic–Jurassic non-marine clastic sediments in the Newark, Hartford, and Deerfield rift basins, northeastern USA. — *Chemical Geology* **133**, 89–124.

VARGA A., RAUCSIK B., SZAKMÁNY GY. & MÁTHÉ Z. 2006: A Bodai Aleurolit Formáció törmelékes kőzettípusainak ásványtani, kőzettani és geokémiai jellemzői. — *Földtani Közlöny* **136/2**, 201–231.

VARGA, A., SZAKMÁNY, GY., ÁRGYELÁN, T., JÓZSA, S., RAUCSIK, B. & MÁTHÉ, Z. 2007: Complex examination of the Upper Paleozoic siliciclastic rocks from southern Transdanubia, SW Hungary — mineralogical, petrographic and geochemical study. — In: ARRIBAS, J., CRITELLI, S. & JOHNSSON, M. J. (Eds): Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry. — *Geological Society of America Special Paper* **420**, 221–240.

WEAVER, C. E. 1989: Clays, Muds, and Shales. — Elsevier, Amsterdam, 819 p.

WORDEN, R. H. & BURLEY, S. D. 2003: Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. — In: BURLEY, S. D. & WORDEN, R. H. (Eds): Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient, Blackwell Publishing, Oxford. — *International Association of Sedimentologists Reprint series* **4**, 3–44.

WORDEN, R. H. & MORAD, S. 2003: Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution. — In: WORDEN, R. H. & MORAD, S. (Eds): Clay Mineral Cements in Sandstones. — *International Association of Sedimentologists Special publication* **34**, 3–41.

Kézirat beérkezett: 2007. 04. 18.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
**138/1**, 21–48., Budapest, 2008

# Az olaszfalui Eperjes földtani felépítése és fejlődéstörténete

CSÁSZÁR Géza[1], FŐZY István[2] , MIZÁK József[3]

[1] Eötvös Loránd Tudományegyetem Regionális Földtani Tanszék, 1127 Budapest Pázmány P. sétány 1C
[2] Magyar Természettudományi Múzeum Őslénytára, 1083 Budapest Ludovika tér 2–6.
[3] Környezetvédelmi és Vízügyi MinisztériumBarlang- és Földtani Osztály, 1025 Budapest Szépvölgyi út 162/b

## *Geological settings and the history of the Eperjes Hill, Olaszfalu, Bakony Mountains*

Abstract

Sedimentology and the structural build-up of the Mesozoic sequence of the Eperjes Hill at Olaszfalu has been interpreted in different ways in the past. The results of our latest research answer some of the questions about geology, sedimentology and geological history of the Eperjes Hill and its adjacent areas. The major findings of the paper are summarized below:

— The study gives new details about the ammonite stratigraphy of the Eperjes Hill. The presence of several new ammonite zones has been proven from the Kimmeridgian and Lower Tithonian, based on abundant and well-preserved fossil remnants.

— The left-lateral strike-slip fault, running in a north–south direction on the middle part of the western slope of the Eperjes Hill separates an incomplete Jurassic sequence of slope facies (starting with the Hettangian Kardosrét Limestone and finishing with the Tithonian Hierlatz type Szentivánhegy Limestone) from a non-Hierlatz-type Upper Jurassic succession consisting of large blocks of Upper Triassic Dachstein Limestone, Lower Jurassic Kardosrét Limestone and Hierlatz Limestone.

— The Middle Jurassic rifting of the Ligurian Ocean can be considered as the root cause of the mega-breccia found to the east of the strike-slip fault, and this is in contrast to other opinions with respect to compression and thrust faulting. Therefore, the breccia is classified as scarp breccia. The phenomenon can be well correlated with the mega crevasses of Csóka Hill at Mór, the Middle Jurassic breccias of the Wildenstein Valley of the Karavanken, and several other breccias of the Southern Alps and other regions of the Mediterranean.

— Although a Middle Jurassic matrix has not been found anywhere on the surface among breccia bodies there are no sedimentary structures in the Upper Jurassic matrix indicates rock fall into unconsolidated mud or on consolidated rocks. The lime mud between the blocks shows characteristics of having been deposited after the formation of the breccia. This is an indication that the poor late Middle Jurassic sediment supply was not sufficient to fill the large gaps between the giant blocks.

— The Lókút Radiolarite of late Middle Jurassic to early Late Jurassic age has been shown to be present on the top of the Eperjes Hill in a borehole, and the extent of the Aptian Tata Limestone has been delineated eastwards. The occurrence of the Lókút Radiolarite in the basement also excludes both the olistostrome-type sedimentation and the breccia formation caused by nappe structure or thrust faulting.

— There is no explanation for the thick and complete deep water Jurassic sedimentation on the Som Hill within the submarine Ámos High. Further study is needed in connection with the Telegdi Roth Line which is considered as a horizontal and at the same time vertical displacement zone. The question also can be raised whether the Ámos Hill was part of the nearby submarine high at all.

— New data, together with some earlier indications, proved that the Late Jurassic somewhat lacunose sedimentation was followed by an ephemeral sedimentation in the Early Cretaceous and this produced a small, coral- and worm colony-bearing lenses as seen on the Eperjes Hill. The sedimentation became more or less continuous only by the end of the Late Aptian, or perhaps at the beginning of the Early Albian.

— The area became land during the Early Albian when the Tata Limestone (possibly together with the underlying, very thin and spotty Jurassic rocks) was completely eroded from the eastern continuation of the Eperjes Hill.

— A global (at least 150 metres) eustatic sea level change which took place in two phases ended the formation of the Urgonian carbonate platform during the Late Albian and the sedimentation continued with hemipelagic marl (Pénzeskút Marl Fm).

*Keywords: Triassic, Jurassic, Cretaceous, macro- and microfossils, stratigraphy, submarine high, neptunian dikes, scarp breccia, Transdanubian Range*

Összefoglalás

A tanulmány az olaszfalui Eperjes és környezete földtani felépítésével, mezozoos fejlődéstörténetével és sajátos üledékképződési jellegeivel kapcsolatban felmerült kérdésekre keresi a választ. Ebben korábbi ismeretek mellett számottevő érvet szolgáltatnak a szerzők legújabb vizsgálati eredményei is.

A munka során kiegészítettük az Eperjes ammonitesz-rétegtani eredményeit. Irodalmi adatok, a terület három alapszelvényének beható vizsgálata és az egész terület alapos bejárása alapján elkészült az Eperjes mezozoos felszínét ábrázoló földtani térkép, és sikerült meghatározni a Tatai Mészkő Formáció keleti irányú elterjedési határát is. A Tatai Mészkő bázisán végzett ásványtani, illetve stabilizotóp-geokémiai vizsgálatok eredményeinek összegzése során gyakorlatilag kizártuk a meteorikus diagenezis, vagyis a szárazulati esemény lehetőségét. Ezt támasztja alá a kora-kréta efemer üledékképződést jelző korallos „féregtelep” előfordulás is.

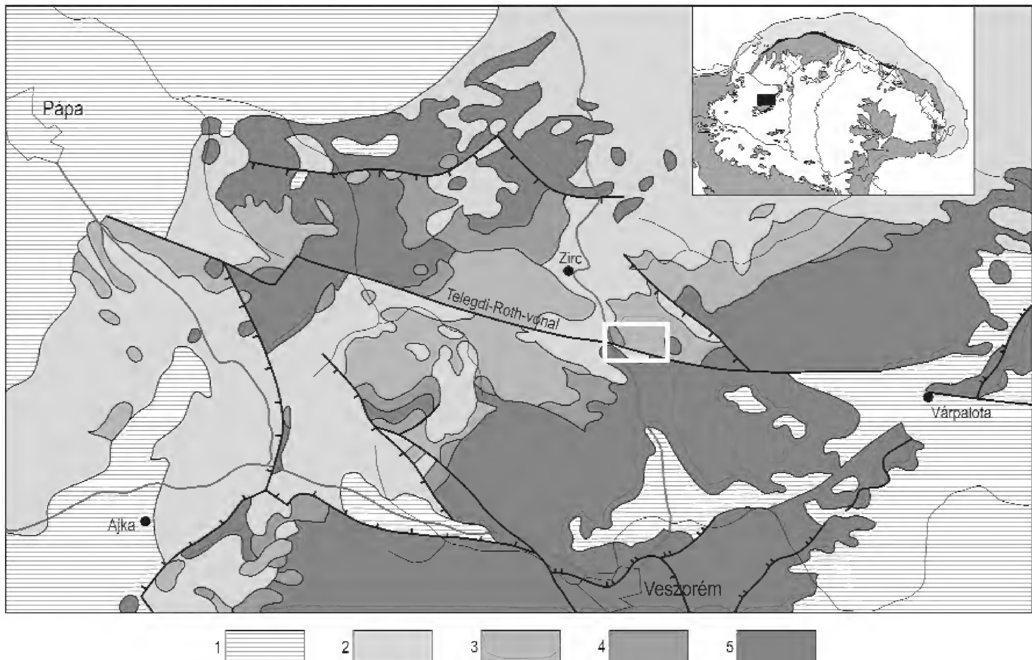
Eredményeink alapján az Eperjes nyugati lejtőjén húzódó közel észak-déli irányú, egy valószínűsített oldalelmozdulással megtört balos eltolódási vonaltól keletre eső terület megabreccsája létrejöttének kiváltó okaként a tágabb térségben a középső-jura idején zajló óceánképző folyamatokat jelöltük meg. A breccsát párhuzamosítottuk számos más dunántúli-középhegységi, illetve alpi előfordulással, és egyúttal egyértelműen vetőlábi breccsának minősítettünk. Jóllehet a tömbök közötti teret a vizsgált felszíni minták esetén felső-jura mátrix tölti ki, számos szedimentációs bélyeg utal a breccsa korábbi (középső-jura) keletkezésére. Több más lehetőség mellett a Lókúti Radiolarit Formációnak az Eperjes tetői részén való megjelenése önmagában is kizárja az olisztosztróma jellegű (takaróképződéses eredetű) breccsaképződést.

Az olaszfalui Som-hegyen megjelenő vastag medencefáciesű jura képződmények előfordulására nem sikerült magyarázatot találni. Ennek kapcsán felvethető és vizsgálandó a Telegdi Roth-vonal szerepe, de az a kérdés is, hogy az Ámos-hátság névadó hegye részét képezte-e egyáltalán a fent nevezett hátságnak.


*Tárgyszavak: triász, jura, kréta, makro- és mikrofosszíliák, rétegtan, tengeralatti hátság, neptuni telér, vetőlábi breccsa, Dunántúli-középhegység*

## Bevezetés

A szakirodalomban Eperkés-hegy néven ismert, a helybéliek által azonban mindig is Eperjes (esetleg Eperjes-hegy) névvel illetett Olaszfalu melletti domb Zirctől délre, a Veszprémet Győrrel összekötő 82-es főközlekedési út keleti oldalán, földtanilag a dunántúli-középhegységi szinklinális tengelyében, a Zirci-medencét délkeleti irányban lezárva helyezkedik el (*1. ábra*). A terület a mezozoikum folyamán a Tethys-óceánhoz tartozó tengeröbben, annak egy kiemelt




***1. ábra.*** A kutatási terület tágabb környezetének áttekintő földtani térképe

1 – a neogén és a kapcsolódó kvarter képződmények a felszínen, 2 – paleogén képződmények, 3 – kréta képződmények, 4 – jura képződmények, 5 – triász képződmények

***Figure 1*** *Geologic overview map of the broader surroundings of the study area*

*1 – Neogene and its overlying Quaternary formations on the surface, 2 – Palaeogene formations, 3 – Cretaceous formations, 4 – Jurassic formations, 5 – Triassic formations*

helyzetben lévő hátságperemi részét képezte. Az Eperjes már régóta a földtani kutatások középpontjában áll annak ellenére, hogy — a mészkő kivételével — hasznosítható ásványi nyersanyag nem található itt. A felmerült kérdések tisztázását elősegítendő a vizsgálatokat a Tési Agyagmárga Formációnál idősebb képződmények tekintetében kiterjesztettük keleti irányban a Tunyog-hegyig.

A jellemzően karbonátplatform, illetve hátsági kifejlődésű Eperjesen a legidősebb felszíni képződmény a felső-triász Dachsteini Mészkő Formáció. A késő-triász–„középső-kréta" során kisebb-nagyobb megszakításokkal több ütemben is folyt, változó vízmélységű, jellemzően karbonátos üledékképződés. A terület elsősorban ennek a hézagos rétegsornak köszönheti a geológusok fokozott érdeklődését. Eltekintve a tető közelében és ÉK-i előterében lévő egy-egy kisebb eocén folttól, továbbá a kvarter képződményektől, kainozoos kőzetek kizárólag az Eperjest déli oldalról lezáró, jelentősebb szerkezeti vonaltól (Telegdi Roth-vonal) délre találhatók.

Az Eperjes mezozoos kőzeteit három mesterségesen kialakított szelvény tárja fel, melyek mindegyike alapszelvény. A feltárásokat a KNAUER házaspár áldozatos munkájának köszönhetően ma egy komplex természetvédelmi tanösvény köti össze, lehetőséget adva az itt élők és az erre kirándulók földtani, természeti ismereteinek bővítésére.

A szakembereknek a terület iránti érdeklődését legfőként az a körülmény tartotta fenn, hogy sajátos kifejlődése a közelmúltig eltérő értelmezésekre nyújtott lehetőséget mind szedimentációs, mind szerkezeti szempontból. Ezen belül a legnagyobb különbség abban mutatkozott meg, hogy a terület a jura és a kora-kréta idején folyamatosan tengerrel borított volt-e, vagy időnként szárazra is került? Jelen tanulmányban elsősorban erre a kérdésre kívánunk választ adni a két évtizede végzett, de csak részlegesen publikált vizsgálatok, valamint az utóbbi hat év kutatásai alapján.

## Kutatástörténeti áttekintés

A múlt század első felének nagynevű kutatói közül a területet számosan említik, esetenként elemzik munkáikban (TAEGER 1909, WEIN 1934, IFJ. NOSZKY 1934, TELEGDI ROTH 1934). Az Eperjes a geológusok érdeklődésének középpontjába azonban csak a 20. század második felében került. A képződmények első földtani térképi ábrázolása IFJ. NOSZKY et al. (1957) nevéhez fűződik, majd KNAUER & VÉGH (1969a, 1969b) a Bakony részletes földtani felvétele keretében pontosította a képződmények tagolását és elterjedését. Az Eperjes első részletes feldolgozását — IFJ. NOSZKY (1959) leírását is alapul véve — Fülöp végezte az 1960-as években létesített mesterséges feltárások vizsgálata során. Ekkor elsősorban az idősebb képződményekre diszkordánsan települő apti crinoideás mészkő (Tatai Mészkő) kőzettani, ősléntani és mikrofácies-vizsgálatával foglalkozott, de elkészítette a szűkebb terület részletes földtani térképét is (FÜLÖP 1964b). Röviden azonban már ekkor említette, hogy az üledékhiányok szárazulattá válás miatt 3 szintben: a „dachsteini típusú liász mészkő" (ma Kardosréti Mészkő Formáció), a crinoideás-brachiopodás mészkő (ma Hierlatzi Mészkő Formáció), valamint a malm képződmények lerakódása után jöttek létre. A jelenséget „rögös feldarabolódással", szigettengeri jelleggel magyarázta. TELEGDI ROTH munkájára (1934) hivatkozva a lehetséges okok között az utólagos oldalirányú elmozdulást is megemlítette. Kutatásait az idősebb képződmények szöveti és mikrofácies-viszonyaira vonatkozóan KONDA (1970) egészítette ki. FÜLÖP (1971) szelvényén a Kardosréti Mészkő helyett már csak Dachsteini Mészkövet szerepeltet.

Az olaszfalui Eperjes az egymás mellett elhelyezkedő, jól feltárt és könnyen megközelíthető alapszelvényeinek köszönhetően több szakmai konferencia szervezőit sarkallta a terület bemutatására, megismertetésére. Ennek köszönhetően számos kirándulásvezetőben és más kiadványban is találhatunk részletes leírást vagy értékelést a területről, vagy egyedi feltárásokról (IFJ. NOSZKY et al. 1957; IFJ. NOSZKY 1959; FÜLÖP 1964a, 1971; KONDA 1970; GALÁCZ & VÖRÖS 1972; CSÁSZÁR & HAAS 1984; CSÁSZÁR 1986; GALÁCZ 1988; GALÁCZ 1989a, b; CSÁSZÁR & HAAS 1989; VÖRÖS & GALÁCZ 1992; CSÁSZÁR & FŐZY 1994; VÖRÖS & GALÁCZ 1998; CSÁSZÁR et al. 2002). Ezekben a munkákban a legfontosabb különbség a jura üledékhézag megítélésében volt. FÜLÖP (1964a, b, 1971) a jura tenger elterjedését a jura képződményeknek a maihoz hasonló keretek között, mészkő és dolomit partokkal határoltan képzelte el. CSÁSZÁR (in: CSÁSZÁR & HAAS 1984) megerősíti az üledékhézagos jelleget, anélkül, hogy minősítené azt. Az Eperjes albai képződményeinek (Tési Agyagmárga Formáció és Zirci Mészkő Formáció) részletes rétegtani, szedimentológiai és ősföldrajzi viszonyairól CSÁSZÁR (1986) és CSÁSZÁR et al. (2002) adott áttekintést. A terület jura ősföldrajzi viszonyaira vonatkozó szóbeli viták hatására az 1980-as években került sor az Eperjes jura képződményeinek mikrofácies és szedimentológiai vizsgálatára (CSÁSZÁR et al. 1988; CSÁSZÁR (1988a, b, c). Ezekben egyebek mellett berriasi korszakbeli kis mértékű extenziós mozgásokat jelző függőleges és rétegzéssel párhuzamos hasadékkitöltésről számolt be. Ekkor a felső-jura képződmények feküjében ugyan „felismerhetetlen helyzetű" Dachsteini Mészkő tömbökről esett szó (CSÁSZÁR 1988b), mégis ezek erősen karsztosodott jellegére való utalás szárazra kerülést sugallt, mint ahogy a kirándulásvezető azon megállapítása is, hogy a Szentivánhegyi Mészkő Formáció a Kardosréti Mészkő és a Hierlatzi Mészkő foszlányaira települ (CSÁSZÁR 1988a). CSÁSZÁR et al. (2002) a Kardosréti Mészkővel kapcsolatban nagyméretű tömbök halmazáról beszél. A Hierlatzi Mészkőnek a Kardosréti Mészkőben hasadékkitöltésként való előfordulására vonatkozó megfigyelés a breccsaképződés idejének meghatározása szempontjából fontos. A cikk — GALÁCZ & VÖRÖS (1972) a jura egészére érvényesnek tekintett megállapításait megerősítve — a felső-tithon–alsó-berriasi Szentivánhegyi Mészkövön belüli, valamint a Tatai Mészkőig terjedő üledékhiányokat az időnként felerősödő tengeráramlatok elsodró hatásával magyarázta. SOMODY (1989) az Eperjes Tatai Mészkövében lévő brachiopodák

vizsgálata során megállapította, hogy a Szentivánhegyi Mészkő hasadékát kitöltő vörösbarna márgában a Tatai Mészkő brachiopodáinál idősebb, kora-apti alakok találhatók.

A dunántúli-középhegységi jurának a mediterrán régióéval lényegében megegyező üledékképződési modelljét — Konda (1970) szinszediment breccsa modelljének felhasználásával — Galácz & Vörös (1972) alkotta meg. Ennek lényege a platform feldarabolódása, medencékre és tengeralatti hátságokra különülése, ezekhez idomuló alapvető fáciesövek (köztük szinszediment breccsa öv) létrejötte és fejlődési etapok meghatározása. Extenziós okokra visszavezethető feldarabolódásnak (a szerkezetek reaktiválódásának) három szintjét (liász, bajoci és kimmeridgei) nevezték meg. Ezek sorában csak a késő-jurában jeleznek általános aljzatemelkedést. A jurán belüli durvatörmelékekre elsőként Galácz (1988) használta a „scarp breccia" kifejezést tanulmányának absztraktjában, valamint az összefoglalásban, ahol általánosságban állapította meg, hogy a bajoci során neptuni telérek és "scarp breccia" képződése, valamint a hátságok peremi részének süllyedése zajlott. Ebben az értelmező, értékelő jellegű munkájában az Eperjessel kapcsolatban szelvényrajz és más konkrétumok említése nélkül megállapította, hogy a felső-jura pelágikus mészkőben fluxoturbidit és átülepítéses eredetű közbetelepülések vannak, amelyek — értelmezése szerint — a széttagolódott aljzat következtében intenzívebbé vált helyi áramlatok hatására jöttek létre. A fenti megállapítással szemben az összefoglaló ábrában törmelékfolyást (debris flow) jelölt. A jura elejei platform feldarabolódását, illetve továbbdarabolódását 4 fázisra tagolta, melyek között két jelentősebb breccsásodási szakaszt (bajoci és kimmeridgei–tithon) nevezett meg. A rövid leírásból nem teljesen világos, hogy a felsorolt különböző üledékképződési módok közül melyiket tekinti a breccsaképződés módjának. (A tanulmányban a továbbiakban — elfogadva Palotai Márton javaslatát — a „scarp breccia" kifejezés helyett a vetőlábi breccsa megjelölést használjuk.) Egy évvel később Galácz (1989a) a kirándulásvezető jura részének bevezetőjében szólt arról, hogy a Periadriai régióhoz kapcsolódó dunántúli-középhegységi triász–kora-liász karbonátplatform blokkosan feldarabolódott, ahol az általa seamountnak nevezett blokkok peremén vetőkhöz kapcsolódó „scarp breccia" jött létre, de az eperjesi feltárásra itt nem történt utalás. Galácz (1989b) az eperjesi triász és liász blokkokat szinszediment breccsának minősítette, megemlítve, hogy a blokkok némelyikén bioeróziós nyomok látszanak.

Az eperjesi első (tithon) ammoniteszeket is tartalmazó rövid faunalista Weintől származik (Wein 1934). Az első kimmeridgei (és oxfordi?) ammoniteszeket, Vigh G. meghatározásai nyomán, Fülöp (1964b) közölte. A területen az 1960-as évek legelején végzett árkolások során, réteg szerint gyűjtött gazdag cephalopoda anyag sokáig feldolgozatlan maradt. Főzy a mesterségesen létesített szelvényekben kisebb, ellenőrző gyűjtést végzett, s a korábban gyűjtött cephalopoda anyagot is értékelve kéziratos jelentésben foglalta össze az Eperjes ammonitesz-rétegtani eredményeit (Főzy 1991). Manni et al. (1992) a Hosszú-árok nyugati végén feltárt oxfordi–tithon rétegsor crinoidea faunájából 12 taxont írt le, köztük egy új fajt (*Grammarocrinites bakonicus*) is. Viczián (1995) az Eperjes jura képződményei agyagásvány-tartalmának vizsgálata alapján nem talált szárazföldi eredetre utaló agyagásványt. Szives (2001) Tatai Mészkő Formációval foglalkozó doktori értekezésében az eperjesi ammonitesz fauna vizsgálata alapján nem zárta ki a képződménynek az albai emeletbe történő áthúzódását sem.

A tágabb térség szerkezetföldtani felépítése tárgykörrel, benne az Eperjes körenyezetével foglalkozók köréből Telegdi Roth (1934), Mészáros (1983) és Sasvári (2003) neve érdemel kiemelést. A Telegdi Roth-vonal környezetének eddigi legrészletesebb elemzése Sasvári nevéhez fűződik, aki négy biztos és két valószínűsített szerkezetalakulási fázist igazolt, melyek között a legidősebb az északkelet–délnyugati térrövidüléssel járó késő-kréta korú, míg a jobbos eltolódással járó mozgást a késő-eocénre datálja. Az Eperjes területén, de pontosabban meg nem jelölt helyeken mért 39 szerkezeti adat közül 19-hez rendelt szerkezeti jelleget. Ezek többségét oldaleltolódásnak, hármat biztos, egyet valószínű laposszögű feltolódásnak minősített. Az oldaleltolódásokat kettő kivételével balosnak találta.

A fent ismertetett eltérő szakmai megítélésnek is szerepe volt abban, hogy az Eperjes-hegy természetvédelmi szempontból is értékesnek minősült. Ezt igazolja az a tény is, hogy a terület 2000-ben helyi védettséget kapott Olaszfalu Község Önkormányzatától, és ugyanebben az évben a Magyarhoni Földtani Társulat szervezésében megtörténhetett a három alapszelvény rendbehozatala a Környezetvédelmi Minisztérium támogatásával. Szintén minisztériumi pályázat segítségével készült el a bányászati tevékenységgel érintett területek — a hegy keleti oldalán a Zirci Mészkőben található fejtések, valamint a Tatai Mészkőben a Nagy-letakarítás környezetében lévő kisebb-nagyobb fejtések — tájrendezése. Ennek során pihenőhelyeket és tanösvényt alakítottak ki K. Gellai (2001a, 2001b) tervei alapján.

Mizák (2002) diplomamunkájában foglalta össze és egészítette ki az eddigi ismereteket. Az üledékhézag-felszínek vizsgálata során az eddigiektől eltérő, kora-kréta keletkezésű bekérgező jellegű képződményt tárt fel, és a felső-jura feküjében ismert megabreccsa keletkezését az addigi vélekedéseknél korábbi időben (késő-dogger) jelölte meg. Convert et al. (2006) paleomágneses mérések eredményeként megerősítette azt a véleményt, hogy a Dachsteini Mészkő és a liász (kizárólag Kardosréti Formációba tartozó) mészkőtömbök a Hosszú-árokban és a Nagy-letakarításban megabreccsaként találhatók, melyek paleomágneses irányai eltérnek a felső-jura és kréta rétegek irányától. Megállapították továbbá, hogy a kőzettömbök az északi-mészkő-alpokbeli geodinamikai viszonyokra emlékeztető módon a késő-jura–kora-kréta idején halmozódtak át.

Palotai (2005), diplomamunkáját továbbfejlesztve (Palotai et al. (2006), szelvényszerű geoelektromos mérésekkel igazolta a breccsaképződést, késő-jurabeli oliszto-

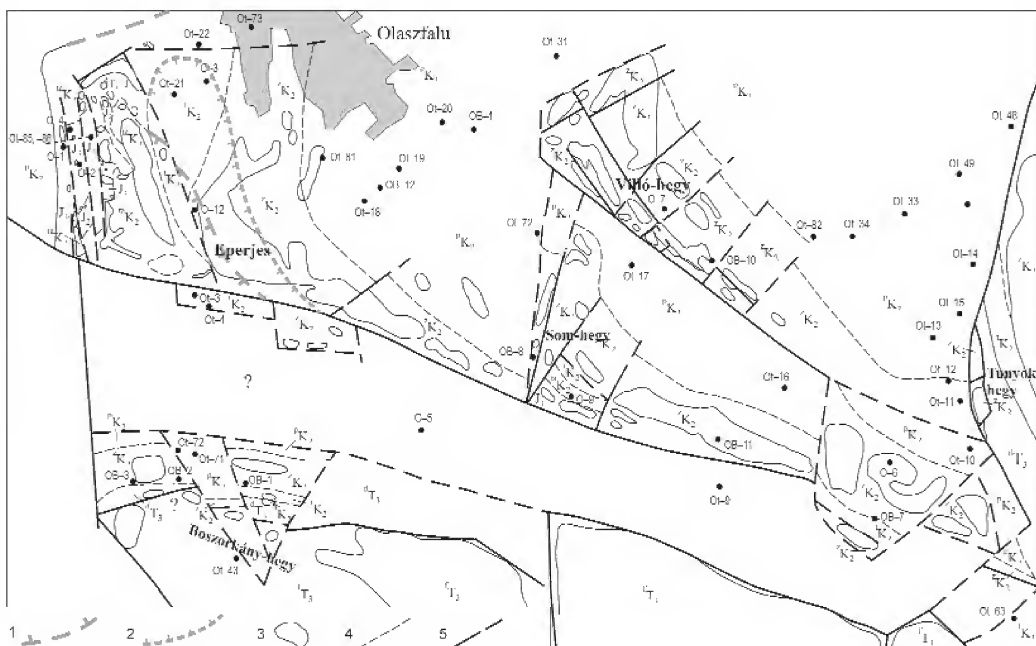
sztrómának minősítve a törmelék felhalmozódási módját. Határozottan állástfoglaltak amellett, hogy a breccsaképződés a késő-jurában zajlott le, kijelentve, hogy „a késő-jura üledékképződés az áthalmozás előtt és utána is folyt". Számbavette a képződési módokat, majd megállapította, hogy „az áthalmozódást kiváltó késő-jura tektonikai esemény inkább feltolódás vagy eltolódás, semmint (korábban feltételezett) vetőfelújulás volt", ugyanakkor az összefoglalásban a breccsát inkább extenziós tektonika eredményének tekintik

## Az Eperjes földtani felépítése

A hátsági helyzetnek megfelelően a lankás, hegynek még magyarországi viszonylatban sem nevezhető dombot változatos, csaknem kizárólag középső- és felső-mezozoos tengeri képződmények építik fel. Közülük a felszínen — tekintélyes üledékhézagokkal tagoltan — a legfelső-triász triasinás Dachsteini Mészkőtől a felső-albai Pénzeskúti Márga Formációig terjedő rétegsor egyes elemei jelennek meg.

Az Eperjes sajátos karaktere a Dachsteini Mészkő, illetve részben még a Kardosréti Mészkő által is képviselt karbonátplatformnak a szétesését követően a jura időszak elején alakult ki. Az Eperjes a Tésig terjedő tengeralatti hátsági területnek a nyugati, peremi területét képviseli, ahol egy észak-déli irányú törés két oldalán a jura rendszernek két eltérő kifejlődése jelenik meg. A közel észak–déli irányú, balos horizontális elmozdulást jelező törés (*2.* és *3. ábra*) a Hosszú-árokban a nagyfeszültségű vezetéktől kissé nyugatra jelenik meg.

A területen három alapszelvény értékű feltárás található. Az EH-1 (Hosszú-árok) tárja fel a fent említett észak-déli irányú eltolódási vonalat, amelytől nyugatra a kutatóárokban egy teljesebb rétegsor jelenik meg, míg ettől keletre a hettangi és az oxfordi rétegek között (NAGY in: CSÁSZÁR et al. 1988) csupán a Hierlatzi Mészkő hasadékkitöltő foszlányai ismerhetők fel. A Hosszú-árok mellett az eltolódási vonaltól (CSÁSZÁR et al. 2002) nyugatra eső részen létesített Ot–86 jelű fúrásban (*3.* és *4. ábra*) a Lókúti Radiolarittal azonosítható tűzköves mészkő feküjében — a Kardosréti Mészkő visszaoldott felszínére, illetve üregébe települt 1-2, max. 10 cm




**2. ábra.** Az olaszfalui Eperjes és a Tunyok-hegy közötti, kainozoos képződményektől mentes földtani térkép az általánosan elfogadott képződmény szimbólumokkal és a fontosabb fúrások jelével (KNAUER & VÉGH 1969b, átdolgozva)

További jelmagyarázat: $^{c}Ol_2$ = Csatkai F., $^{s}E_2$ = Szőci Mészkő F., $^{p}K_2$ = Pénzeskúti Márga F., $^{t}K_2$ = Tési Agyagmárga F., $^{a}K_2$ = Alsóperei Bauxit F., $^{ta}K_2$ = Tatai Mészkő F., $J_3$–$K_1$ = Felső-jura–alsó-kréta képződmények, $J_3$ = Felső-jura képződmények, $J_2$ = Középső-jura képződmények, $^{d}T_3$+$J_1$ Vetőlábi breccsa (Dachsteini Mészkő és alsó-jura képződmények), $^{d}T_3$ = Dachsteini Mészkő F., $^{f}T_3$ = Fődolomit F., 1 — a Tatai Mészkő északkeleti irányú elterjedése a Tési Agyagmárga fedő alatt, 2 — A felső-jura (és legalsó kréta) elterjedése a Tatai Mészkő, ill. Tési Agyagmárga feküjében, 3 — kibúváskontúr, 4 — képződménykontúr fedett területen, 5 — szerkezeti vonal

***Figure 2.*** *Geological map without Cenozoic formations between Eperjes and Tunyok Hills, Olaszfalu village (After* KNAUER & VÉGH *1969, modified and completed)*

*Legend:* $^{c}Ol_2$ *= Csatka Fm,* $^{s}E_2$ *= Szőc Limestone Fm,* $^{p}K_2$ *= Pénzeskút Marl Fm,* $^{t}K_2$ *= Tés Clay Fm,* $^{a}K_2$ *= Alsópere Bauxite Fm,* $^{ta}K_2$ *= Tatai Mészkő F.,* $J_3$-$K_1$ *= Upper Jurassic – Lower Cretaceous formations,* $J_3$ *Upper Jurassic formations* $J_2$ *Middle Jurassic formations,* $^{d}T_3$+$J_1$ *Scarp breccia (Dachstein Limestone and Lower Jurassic formations),* $^{d}T_3$ *= Dachstein Limestone Fm,* $^{f}T_3$ *Hauptdolomite, 1 — North-eastern extent of the Tata Limestone below the Tés Clay, 2 — extent of the Upper Jurassic (– Neocomian) formations below the Tata Limestone and Tés Clay respectively, 3 — outcrop contour, 4 — subsurface contour of formations , 5 — tectonic lines*




**3. ábra.** Az Eperjes nyugati lejtőjének földtani térképe

1 — felszíni kibúvás, 2 — a képződmények kvarter alatti kontúrja, 3 — a felső-jura (és legalsó kréta) elterjedése a Tatai Mészkő, ill. Tési Agyagmárga feküjében, 4 — a Tatai Mészkő északkeleti irányú elterjedése a Tési Agyagmárga fedő alatt, 5 — vető, 6 — Oldaleltolódás. Képződményszimbólumok: $^{c}Ol_2$ = Csatkai F., $^{s}E_2$ = Szőci Mészkő F., $^{z}K_2$ = Zirci Mészkő F., $^{t}K_2$ = Tési Agyagmárga F., $^{ta}K_2$ = Tatai Mészkő F., $^{s}J_3$–$K_1$ = Szentivánhegyi Mészkő a Breccsa fedőjében, $J_3$ = Szentivánhegyi Mészkő Szélhegyi Tagozata és Pálihálási Mészkő F., $J_2$ = Lókúti Radiolarit F. és Tölgyháti/Eplényi Mészkő F., $^{d}T_3$-$J_1$ = Vetőlábi breccsa (főként Dachsteini Mészkő F. és Kardosréti Mészkő F.), $^{d}T_3$ = Dachsteini Mészkő F.

***Figure 3.** Geological map of the western slope of the Eperjes Hill*

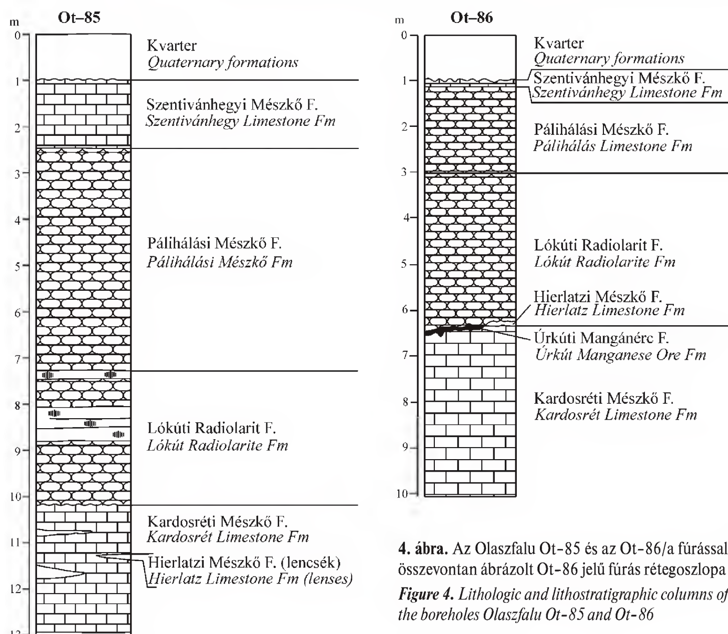
*1 — surface outcrop, 2 — contour of formations below the Quaternary, 3 — extent of the Upper Jurassic (– Neocomian) formations below the Tata Limestone and Tés Clay respectively, 4 — North-eastern extent of the Tata Limestone below the Tés Clay, 5 — normal fault, 6 — strike slip fault. Symboles:* $^{c}Ol_2$ *= Csatka Fm,* $^{s}E_2$ *= Szőc Limestone Fm,* $^{z}K_2$ *= Zirc Limestone Fm,* $^{t}K_2$ *= Tés Clay Fm,* $^{ta}K_2$ *= Tata Limestone Fm,* $^{s}J_3$–$K_1$ *= Szentivánhegy Limestone above the scarp breccia,* $J_3$ *= Szélhegy Mb of the Szentivánhegy Limestone and Pálihálás Limestone Fm,* $J_2$ *= Lókút Radiolarite Fm and Tölgyhát/Eplény Limestone Fm,* $^{d}T_3$-$J_1$ *= Scarp breccia (prevailingly Dachstein Limestone and Kardosrét Limestone Fms.),* $^{d}T_3$ *= Dachstein Limestone Fm*

vastag, oxidos szintet (lencsét) az Úrkúti Mangánérc Formációval azonosítottuk. Itt elsődleges kitöltésként helyenként világosvörös mudstone szövetű mészkő is felismerhető. Az elsődleges dokumentáció alapján az eltolódási vonaltól távolabb nyugatra, a veszprém–zirci műút mentén telepített két mangánkutató fúrásban (O–1,O–2), valamint a Hosszú-ároktól délre törmelékben a felszínen is megjelenik a középső-jura Tölgyháti és Eplényi Mészkő Formációra emlékeztető képződmény. Pontosabban meg nem jelölhető helyen, de az előzők közelében (a hegy ÉNy-i oldalán, a fenyvesben) mélyült a szűkebb terület legteljesebb jura rétegsorát feltárt O–4 fúrás. Ebben (FÜLÖP kéziratos rajzának átértékelése alapján) fölül 8 m vastag Szentivánhegyi Mészkő, 7 m Pálihálási Mészkő, 14 m Lókúti Radiolarit települ. Alatta tektonikusnak ítélt kontaktussal 4 m középső- (vagy alsó-)jura (?) crinoideás mészkő és mikrites mészkő, majd közel 3 m mangános, vörös, gumós, crinoideás mészkő, következik. Az alul breccsás 4 m vastag Pisznicei Mészkő alatt 15 m Kardosréti Mészkövet tárt fel a fúrás. Ez azt jelenti, hogy a jelenlegi és egyúttal a paleolejtőn lefelé is egyre teljesebb a jura rétegsor. A nem típusos kifejlődésű Lókúti Radiolaritnak ismeretes a felszínen is néhány erősen meszes változata kissé délebbre, a műút közelében (*3. ábra*). Ebből fokozatos átmenettel fejlődik ki a Pálihálási Mészkő Formáció meszesebb, majd erősen pelites változata, amelyet az EH–1 árok tár fel. A rétegsort a makrofaunában gazdag Szélhegyi Mészkő Tagozat zárja.

A Hosszú-ároknak az eltolódási vonaltól keletre eső felső felén, az előbbitől alapvetően eltérő kifejlődésű és még hézagosabb mészkő anyagú jura rétegsor jelenik meg (*4. ábra*). Itt a késő-juránál idősebb képződmények (Kardosréti Mészkő és a hasadékkitöltésként megjelenő Hierlatzi Mészkő) változatos méretű — akár több m-es — tömbjei közötti teret a szelvény nyugati részétől eltérő fáciesű (mikrites alapanyagú) felső-jura mészkő tölti ki. Ezzel egyezik a Nagy-letakarítás (EH–2) területén megismert rétegsor is. Itt ugyan a megabreccsa anyaga főként a Dachsteini Mészkő, de az alárendelten fellépő Kardosréti Mészkő mellett a Hierlatzi Mészkő is megjelenik önálló tömbként (GALÁCZ 1989b, MIZÁK 2002, PALOTAI et al. 2006).

A Hosszú-ároknak az ellaposodó tetői részén (ma már visszafedett helyzetben), és a Nagy-letakarítás területén is tekintélyes tengeralatti üledékhézagot követően települ a crinoideás Tatai Mészkő, amelynek bázisán helyenként erősen visszaoldott, ritkábban jó megtartási állapotú ammonitesz, brachiopoda, cápafog, csiga stb. őrződött meg, jelzéseként a hosszú ideig fennálló általános elsodrási, átülepítési folyamatnak. A Tatai Mészkő fedőjében a kora-albai szárazulati lepusztulási szakasz után az édes- és elegyesvízi, mocsári, tarka színű Tési Agyagmárga (CSÁSZÁR 1997) települ, amely azonban a felszínre sehol sem bukkan, de térképünk tartalmazza a régi feltárást. Jelenlétére csak a dúsabb és vízigényesebb vegetáció (pl. a seprűzanót), valamint a lapos térszín utal. A fedő fehér színű Zirci Mészkő sziklái a dombtetőn és a domb keleti lejtőjén láthatók (EH–3 szelvény). A tetőről a lejtőn keleti irányban lefelé, (a rétegsorban továbbra is felfelé) haladva megjelennek a Pénzeskúti Márga Formáció glaukonitos és sárgásszürke mészmárga-rétegei.

A terület összesített elvi rétegoszlopa (*5. ábra*) a csupán törmelékként előforduló, *Nummulites*-ben gazdag Szőci Mészkövet és a déli lejtőláb közelében megjelenő folyóvízi Csatkai Formációt is jelzi. Emellett a térszíni egyenetlenségekben főként lösz és néhány talajváltozat (köves-sziklás




**4. ábra.** Az Olaszfalu Ot-85 és az Ot-86/a fúrással összevontan ábrázolt Ot-86 jelű fúrás rétegoszlopa

***Figure 4.** Lithologic and lithostratigraphic columns of the boreholes Olaszfalu Ot-85 and Ot-86*

váztalaj, rendzina, agyagbemosódásos barna erdei talaj, lejtőhordalék talaj, antropogén talaj) bújik meg (BARCZI & VONA in: CSÁSZÁR et al. 2002).

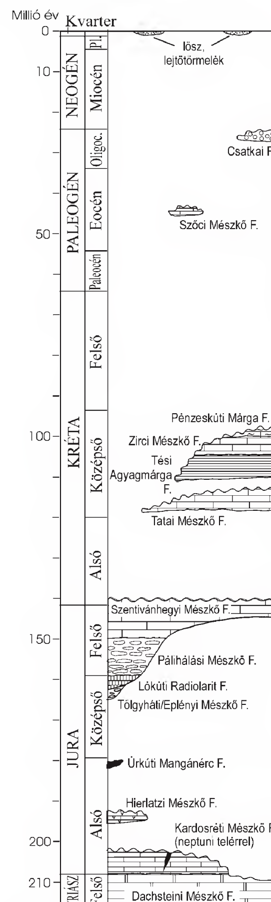
Érdemi természetes kőzetkibukkanások csak az Eperjes tetején és déli lejtőjén találhatók, ezért kiemelkedő jelentőségük a bonyolult földtani felépítésű terület megismerésében az alábbiakban részletesen leírt mesterséges feltárásokban tanulmányozható szelvényeknek van.

## *Hosszú-árok (EH–1)*

A 107 m hosszú Hosszú-árok a 82-es útra merőlegesen, a domb nyugati lejtőjén létesült (*6. ábra*). Az árok alsó harmadában húzódó észak–déli irányú szerkezeti elem mentén — balos eltolódásnak (CSÁSZÁR et al. 2002, SASVÁRI 2003, PALOTAI et al. 2006) köszönhetően — két, eredetileg össze nem tartozó, eltérő kifejlődésű terület képződményei kerültek egymás mellé. A szelvény nyugati részén (*6a ábra*) jelenleg feltárt legidősebb képződmény a Pálihálási Mészkő Formáció (*I. tábla 1. fénykép*), amely az ároknak a nyugati (alsó) végén, 23 m hosszúságban látható (a radiolarit fedőjében). Ez típusos ammonitico rosso fáciesű: vörös, gumós, ammoniteszes, agyagos mészkő. A kőzetben nagyon gyakoriak a változatos méretű és alakgazdag crinoidea nyéltagok és kelyhek (MANNI et al. 1992).

A Hosszú-árokban az árok létesítése során végzett gyűjtés és rétegszámozás fölülről lefelé történt. Sajnos, ennek szelvényrajza számunkra ismeretlen, ebből adódóan a gyűjtött fauna pontos származási helye is. Az 1980-as években elvégzett szelvényezés és vékonycsiszolati mintázás alulról fölfelé történt, ez látható az *6. ábrán*. A makrofauna nagyobb mintaszámai tehát a szelvény alsó részét képviselik. A szelvény régi számozású 28. rétegéből több mint 170 cephalopoda maradvány került elő. A viszonylag nagy példányszám ellenére az anyag nehezen értékelhető. Az ammoniteszek kivétel nélkül héjatlanok, rendszerint nagyon rossz megtartásúak, visszaoldottak, töredékesek.

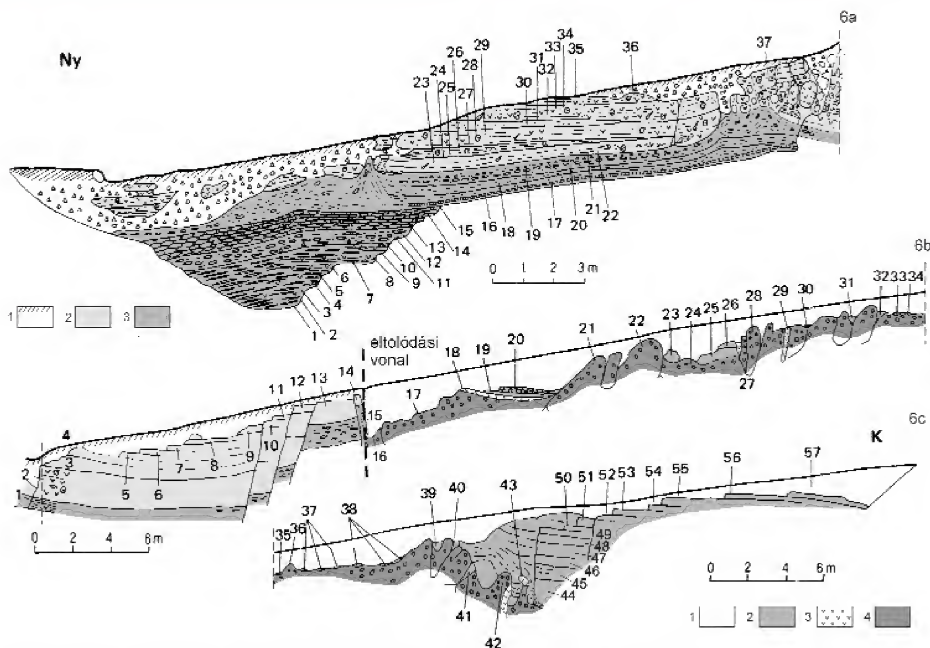
A legmélyebben fekvő makrofaunás rétegek kimmeridgei korúnak bizonyultak. A mikropaleontológiai megfigyelések és a VIGH G. által meghatározott példányok alapján valószínűsített oxfordi kort ammoniteszekkel nem sikerült igazolni. A legalsó (28.) rétegből előkerült *Nebroditesek* a




**5. ábra.** Az Eperjes elvi rétegoszlopa (MIZÁK 2002 alapján)

***Figure 5.** Principal columnar section of the Eperjes Hill with lithostratigraphic names (after MIZÁK 2002)*

*These are as follows from the top: Loess and scree, Csatka Fm, Szőc Limestone Fm, Pénzeskút Marl Fm, Zirc Limestone Fm, Tés Clay Fm, Tata Limestone Fm, Szentivánhegy Limestone Fm, Pálihálás Limestone Fm, Lókút Radiolarite Fm, Tölgyhát/Eplény Limestone Fm, Úrkút Manganese Ore Fm, Hierlatz Limestone Fm, Kardosrét Limestone Fm with neptunian dykes, Dachstein Limestone Fm*




**6. ábra.** A kutatási célból létesített EH-1 jelű Hosszú-árok földtani metszete a mintavételei helyekkel (CSÁSZÁR 1988a alapján)

Jelmagyarázat a 6a ábra (és a 6b ábrán az eltolódási vonaltól nyugatra) 1 – talaj és lejtőtörmelék, 2 – Szentivánhegyi Mészkő F – Szélhegyi Tagozata, 3 – Pálihálási Mészkő F.; 6b ábra (az eltolódási vonaltól keletre) és 6c ábra: 1 – talaj, 2 – Szentivánhegyi Mészkő F – (saccocomás változat), 3 – Hierlatzi Mészkő F., 4 – Kardosréti Mészkő F.

***Figure 6.*** *Geological cross section of the Hosszú-árok (Long Trench EH-1) with sample numbers (After CSÁSZÁR 1988a)*

*Legend for Figure 6a (and to the west of the strike slip fault in Figure 6b): 1 – soil and scree, 2 – Szélhegy Member of the Szentivánhegy Limestone Fm, 3 – Pálihálás Limestone Fm.; Figure 6b (to the east of the strike slip fault) and Figure 6c: 1 – soil, 2 – Szentivánhegy Limestone Fm (Saccocoma-bearing version), 3 – Hierlatz Limestone Fm, 4 – Kardosrét Limestone Fm.*

kimmeridgei középső részének (Strombecki és/vagy Divisium zóna) meglétét bizonyítják.

A 16. réteg gazdag *Pseudowaagenia* cf. *acanthomphalum* (ZITTEL) faunája a kimmeridgei magasabb részét (Cavouri és/vagy Beckeri zóna) jelzi.

A fent említett formákat kísérő fauna (*Sowerbyceras* sp., *Taramelliceras* spp., *Aspidoceras* spp.) szintén jellegzetes kimmeridgei együttesként értékelhető. Leszögezhető tehát, hogy a szelvény alsó, mintegy húsz rétege középső- és késő-kimmeridgei korú. Egyes zónák megléte bizonyítható, ám a zónahatárok megvonása, minthogy számos réteg nem szolgáltatott értékelhető vagy jellegzetes faunát, bizonytalan.

A gyűjtés során törmelékből előkerült *Hybonoticeras* töredék már a fehér színű, hierlatzi jellegű kőzetből származik, ami arra utal, hogy a kimmeridgei-tithon határ a Pálihálási Mészkő F. és a hierlatzi típusú Szélhegyi Mészkő T. határa környékén (9. réteg) húzható meg. A felső 9 réteg gazdag *Haploceras* faunája (*H. elimatum* (OPPEL) és a *H. carachtheis* (ZEUSCHNER) alakkörbe tartozó formák), az alsó-tithon biztos indikátorának tekinthető.

A törmelékből származó *Hybonoticeras* cf. *hybonotum* (OPPEL) alapján a tithon legalsó (Hybonotum) zónája igazolhatónak látszik. A következő (Darwini Zóna) nem dokumentálható a szelvényben. Megjegyzendő, hogy ezen utóbbi szint Dunántúli-középhegységben nehezen mutatható ki.

A Pálihálási Mészkő mikrofosszíliái sorában a *Globochaete* és a *Saccocoma* (a magyar szakirodalomban gyakran *Lombardiá*ként találjuk) a leggyakoribb, helyenként kőzetalkotó mennyiségű. NAGY I. (in: CSÁSZÁR et al. 1988) szerint a *Cadosina* általában ritka (*C. lapidosa* VOGLER, *C. carpathica* BORZA, *C. parvula* NAGY, továbbá átmeneti formák: *C. lapidosa-carpathica* NAGY, *C. fibrata-lapidosa* NAGY) vagy nagyon ritka (*C. fibrata* NAGY, *C. malmica* (BORZA), *C. carpathica-heliosphaera* NAGY), mint ahogy a *Stomiosphaera (S. moluccana* WANNER) és a radiolaria is. Mindazonáltal a *Cadosina* kivételesen nagy gyakoriságban is felléphet, mint pl. a *C. lapidosa-carpathica* a 3. és 4. rétegben, vagy a *C. parvula* NAGY a 13. és 14. rétegben. Hasonlóképpen ritka az *Axothrix malmica* NAGY, amely ugyancsak nagyon gyakori a 13. és 14. rétegben. Nagy az általa vizsgált minták közül a legalsót (2. minta) az oxfordi emeletbe sorolta. Mészvázú és agglutinált bentosz foraminifera sok mintában jelenik meg, de mindig kis példányszámban, miközben plankton foraminifera csupán egyetlen mintában volt kimutatható (14. réteg). Fontos megemlíteni, hogy a formáció egyik legjellemzőbb ősmaradványaként ismert *Saccocoma* a legalsó két mintából nem került elő. Egyetlen korall töredék a 6. minta rétegének vékonycsiszolatában volt felismerhető.

Az eredeti dokumentumok (KNAUER & VÉGH 1969a és a csatlakozó alapadatgyűjtemény) szerint az árok talpán a Ló-

kúti Radiolarittal azonosítható tűzköves, radiolariás mészkő is feltárásra került, de a karbantartó munkák során a vastag törmeléket nem tudtuk a kívánatos mértékig eltávolítani. A kutatóárok mellett telepített Olaszfalu Ot–85, Ot–86 és Ot–86/a fúrás (*4. ábra*) a Pálihálási Formáció bázisán feltárta a radiolaritnak a Pálihálási Mészkő felé átmenetet mutató, vörös tűzkőgumót tartalmazó, mészköves kifejlődését is.

A Hosszú-árok szelvényének nyugati részén a Pálihálási Mészkőre a Szentivánhegyi Mészkő hierlatzi fáciesű változata, a Szélhegyi Mészkő Tagozat települ (*I. tábla 2. fénykép*). A képződmény vastagréteges-vékonypados, ősmaradványban gazdag, bázisán világosvörös, crinoidea-törmelékes, afanerites megjelenésű. Felfelé a kőzet testszínűbe, majd szürkésfehérbe megy át. A Szélhegyi Mészkő keleti irányú elterjedésének a már említett balos eltolódási vonal szab határt. Makrofosszíliái között leggyakoribb a crinoidea-töredék, az ammonitesz, a belemnitesz és a brachiopoda. A biodetritusz mennyisége egy-egy rétegen belül változó, de összességében felfelé növekvő tendenciát mutat. A rétegfelületeken helyenként kismérvű elagyagosodás észlelhető. A 12. és 14. minta rétegében ÉNy–DK-i (135°-315°) csapású 0,5–2 cm vastag, fehér vagy rózsaszínű mészkő anyagú hasadékkitöltések figyelhetők meg, amelyek anyaga megegyezik a Szentivánhegyi Mészkő Hosszú-árok keleti felén kibukkanó berriasi rétegeinek anyagával. A Hosszú-árok alsó részén a feltárás takarítása közben talált brachiopodákat DULAI Alfréd és VÖRÖS Attila *Pygope* cf. *diphya* (von BUCH), *Pygope janitor* (PICTET), *Monticlarella*? *tetrica* (ZEJSZNER) fajokkal azonosította (MIZÁK 2002).

A hierlatzi jellegű mészkő begyűjtött rétegei közül a felső hat a Semiforme Zónába sorolható. Az index alak ugyan nem került elő, ám a *Haploceras verruciferum* (MENEGHINI), a *Pseudolissoceras* sp. és a *Simocosmoceras* sp. együttese alapján a besorolás biztosnak látszik.

A *Simocosmoceras* egy jellegzetes, erősen díszített, kevés lelőhelyről ismert ritka forma. Az eddig előkerült kb. két tucat példány legnagyobb része a lengyelországi klaszszikus rogozniki feltárásból és a gerecsei Szél-hegyről származik. Mindkét szelvényben egy jellegzetes, az eperjes-hegyi fácieshez hasonló (hierlatzi jellegű) kőzetből kerültek elő a példányok. Bár az ammoniteszek rendszerint rossz fáciesjelzők, mégis úgy tűnik, hogy a *Simocosmoceras*-ok azt a speciális környezetet „kedvelték”, amelyben a hierlatzi jellegű tithon mészkő rakódott le. Számolni kell azonban azzal is, hogy a kicsiny termetű *Simocosmoceras*-ok a gumós ammonitico rosso fáciesű kőzetben talán fel sem ismerhetők, azaz „speciálisnak” tekintett előfordulásuk csak látszólagos.

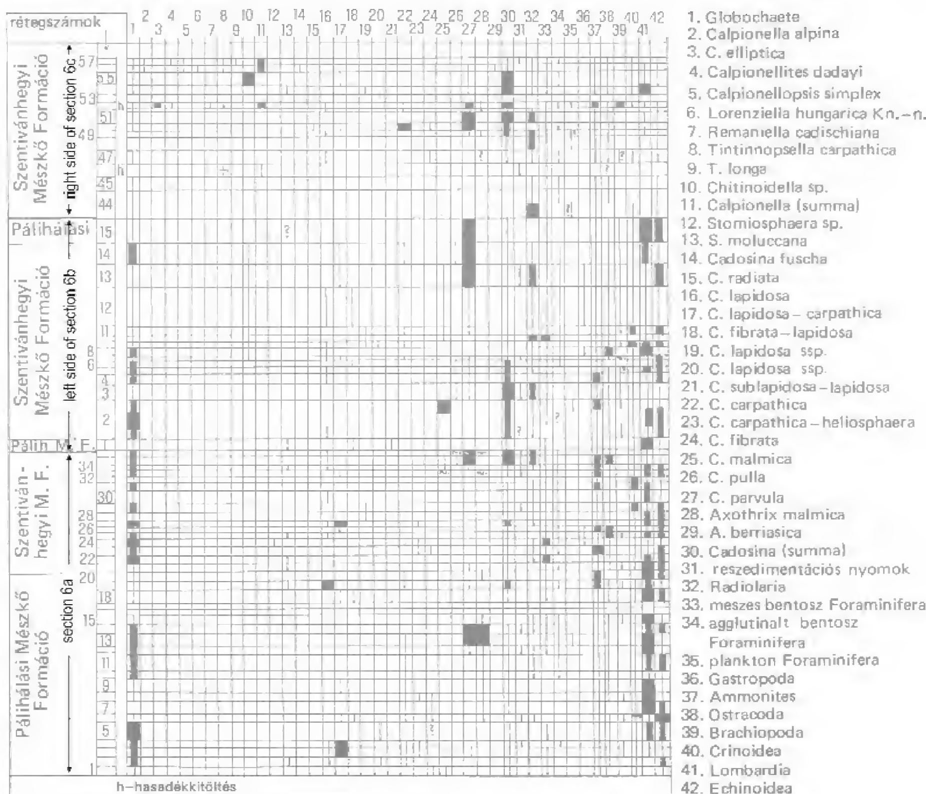
A Szélhegyi Mészkő mikrofosszília tartalma nagyon hasonlít a Pálihálási Mészkőéhez, de *Saccocoma* mennyisége elmarad a Pálihálási Mészkőétől, míg a *Cadosina* mennyisége kissé nagyobb annál, és egy újabb faj [*C. pulla* (BORZA)] is megjelenik. Az árok mélyszakaszának (*6a ábra*) legfelső két rétegében felszaporodnak a radiolariák és első alkalommal a 37. minta rétegében jelenik meg a *Chitinoidella* sp. is. A radiolariák az árok alsó szakaszának több rétegében mutatnak a fentivel egyező dúsulást (a *6a ábra* számozása szerinti 3., 10. és 13. minta rétegeiben), miközben a *6b ábra* 7–14. minta rétegeiben jelen van a *Chitinoidella* sp. is. GRADSTEIN et al. (2004) alapján ezek a rétegsornak már nem is a Semiforme, hanem a Richteri Zónába való tartozására utalnak, ugyanis a *Chitinoidella* első megjelenése a Richteri zóna alsó határával esik egybe.

A kutatóároknak az eltolódási vonaltól keletre eső részen (a *6b ábra* 17. mintaszámtól kezdődően) a leggyakoribb képződmény a felszínen az egyedi tömböket formáló Kardosréti Mészkő, amely a szelvénynek egyúttal a jura időszakon belüli legidősebb (hettangi korszakbeli) képződménye is. Jellegzetesen fehér, szürkésfehér, esetleg sárgás vagy rózsaszínes árnyalatú színe, helyenként tömegesen megjelenő 4-8 mm átmérőjű onkoidokat tartalmazó és kiálló, rendszertelen helyzetű tömbjei könnyen megkülönböztethetőek a szelvény többi kőzetétől (*I. tábla 3. fénykép*). A Kardosréti Mészkőben szabad szemmel felismerhető a ritka brachiopoda és apró csiga metszet. Mellettük vékonycsiszolatban szórványosan ostracoda, tengerisün váztöredék, monaxon szivacstű, apró csiga és nodosarid bentosz foraminifera, valamint, esetenként „felfűzött” *Globochaete* telepe látható.

A Kardosréti Mészkő tömbjeinek különböző orientációjú hasadékaiban, illetve apró foszlányokban, kivételesen rétegszerűnek tűnő településben található a Hierlatzi Mészkő. A Hosszú-árok keleti vége közelében, az árok mélypontján, egy Kardosréti Mészkőből álló tömb tetején sapkaként találjuk a Hierlatzi Mészkövet (*I. tábla 4. fénykép*). A nem szokványos kifejlődésű (a 49. réteg alatt még *Saccocomá*t sem tartalmazó, e fölött saccocomás) Szentivánhegyi Mészkő mindkettőt rátelepülő jelleggel öleli körül. A Hierlatzi Mészkő itteni kifejlődése világosvörös, crinoideában gazdag, melyhez csupán néhány brachiopoda társul. A mikrofosszíliák között leggyakoribb a crinoidea és a tengerisün maradvány, legszembetűnőbbek a bentosz foraminiferák: *Involutina liassica* (JONES), nodosarid és trocholinid típusú formák. A Hierlatzi Mészkő kitöltésű hasadékok jelenlegi helyzetükben jobbára ÉK–DNy-i irányúak, és többnyire a függőlegeshez közel álló helyzetűek, de egészen lapos nyugatias dőlésűek is megfigyelhetőek.

A szelvény középső szakaszán (*6b ábra*) — a Kardosréti Mészkő tömbjei között — a 19., 20., 23., 26., 30–33., 38., 41. mintákban üregkitöltő jelleggel, illetve a kutatóárok legkeletebbi 20 m-ében (a 44. mintától kezdve) arra települve található a Szentivánhegyi Mészkő mikrites alapanyagú, a testszínűtől a sötétvörösig változó színű, makrofossziliában viszonylag szegény változata. A szelvény tömböket fedő felső-jura képződményeiből készült vékonycsiszolatok ősmaradvány-eloszlását a *7. ábra* szemlélteti. Közülük a 46. és az 52. rétegből származó minta vízszintes hasadékkitöltés, amely a berriasi emeletbe tartozik, csak úgy, mint az 56. és 57. réteg is. A kőzet alapvetően bioklasztos mikrit vagy biomikrit (biomikropát) alapanyagú.

A kutatóároknak az eltolódási vonaltól keletre eső, Kardosréti Mészkő tömbök közötti szakasza többé-kevésbé




**7. ábra.** A Hosszú-árok folyamatos felső-jura képződményszakaszainak vékonycsiszolatos vizsgálati eredményeit szemléltető diagram a szelvény keleti végétől lefelé a jelölés szerint (CSÁSZÁR 1988a, Calpionella és Cadosina határozás: NAGY I.)

***Figure 7.*** *Diagram showing the results of thin section studies of the continuous intervals of the Upper Jurassic formations, as indicated on the previous research trench Hosszú-árok from the eastern end downsters, as indicated (After CSÁSZÁR 1988a, Calpionella and Cadosina by I. NAGY)*

egyveretű, ahol a szegényes ősmaradványegyüttesének legjellemzőbb, ugyanakkor változó gyakoriságú elemei: radiolaria, *Cadosina* és részben *Stomiosphaera*, echinodermata váztöredék, ostracoda, mészvázú bentosz foraminifera (*Lenticulina, Spirillina, Neotrocholina*) és *Globochaete*. A képződmény ezen szakaszának különlegessége, hogy *Saccocoma* itt csak elvétve fordul elő (20. és 32. mintaszámú réteg) és plankton foraminifera is nagyon ritkán jelenik meg (19–20. és 30. mintaszámú réteg). A breccsa szakasz üregkitöltő mintáinak vizsgálati eredményeit a *7. ábra* nem tartalmazza. A 11 üregkitöltő minta közül NAGY I. (in: CSÁSZÁR et al. 1988) a calcisphaerulidae alapján 4 mintát minősített oxfordinak, 1 mintát oxford–alsó-kimmeridgeinek, 6 mintát nem tudott besorolni.

A Szentivánhegyi Mészkő legfelső, közel folyamatos rétegsorú szakasza mikrofáciesét tekintve egyveretű, lényegében az előbbiekben leírtakkal egyezik, mindazonáltal mikrofosszíliái alapján három részre tagolható, melyeket esetenként az elmosási felületek is kiemelnek. A 44–48. mintaszámú rétegekből hiányzik a *Saccocoma,* vagyis ezek anyaga megegyezik a tömbök közötti kitöltés anyagával, tehát ezek nagy valószínűséggel az oxfordi emeletbe sorolhatók. A 49–54. mintaszámú rétegekben jelen van a *Saccocoma*, míg TARDINÉ FILÁCZ E. határozása szerint (in CSÁSZÁR et al. 1988) az 55–57. mintaszámú rétegeket vagy nagy mennyiségű *Chitinoidella* (55. mintaszámú réteg), vagy néhány *Calpionella*-faj (*C. alpina* LOR., *Calpionellites dadayi* KNAUER, *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *Lorenziella hungarica (*KNAUER et NAGY*), Tintinnopsella carpathica* (MURG. et FIL.)*, T. longa* (COLOM) jellemzi. A fejlődéstörténet megítélése szempontjából fontos tényező, hogy a rétegsor 1-2 cm vastag, jól datálható hasadékkitöltéseket tartalmaz. A 46. mintaszámú rétegben *Crassicollaria* sp. *Calpionella alpina* LOR., míg az 52. mintaszámú rétegben *Calpionella alpina* LOR., *C. elliptica* CADISH, *Remaniella cadischiana* (COLOM), *Tintinnopsella carpathica* (MURG. et FIL.) ismerhető fel, ami az Elliptica zóna jelenlétét igazolja. A bentosz foraminifera tekintetében csupán annyi a változás, hogy itt J. BLAU (szóbeli közlés) egy nagytermetű, egysorkamrás, új foraminifera fajt ismert fel.

A Calpionellidae-k alapján megállapítható, hogy a Hosszú-ároknak mind az alsó, mind a felső szakaszában képviselve van az alsó-tithon felső fele (*6b ábra* 7–14. mintaszámú rétegei, illetve *6c ábra* 55. mintaszámú rétege), miközben a szinte folyamatosnak látszó felső szakasz rétegsora üledékhiányos, illetve üledékelmosásos jellegű. E miatt az 55. és 56. mintaszámú réteg közül hiányzik a teljes felső-tithon (az 56–57. mintaszámú réteg berriasi — *I. tábla 5. fénykép*).

### *Nagy-letakarítás (EH–2)*

A Nagy-letakarítás területén, lényegében a Hosszú-ároknak a balos eltolódási vonaltól keletre eső részén megismert képződmények vannak a felszínen, de a Kardosréti Mészkő és a Hierlatzi Mészkő tömbjei csak az északi vége közelében fordulnak elő, míg a déli részen a Tatai Mészkő már túlnyomórészt a Dachsteini Mészkő tömbjeire települ. Az itteni felső-jura és kréta képződményeket egy fosszíliagyűjtési célból FÜLÖP által létesíttetett kutatóárok tárja fel (*8. ábra*). Ennek vékonycsiszolatos vizsgálati eredményeit a *9. ábra* tárja elénk.

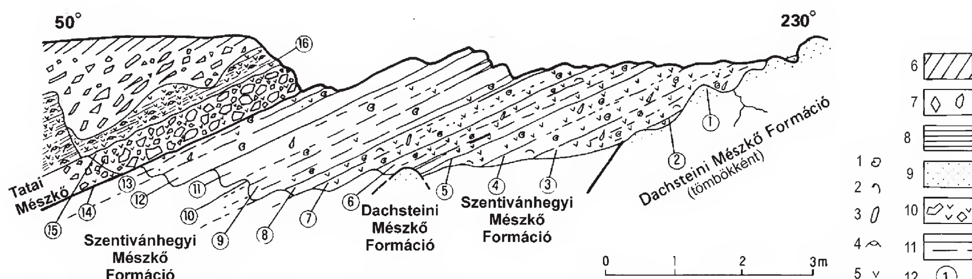
A feltárás északi végén a felső-jura feküjét változatos méretű, alakú és orientációjú tömbök alkotják. A letakarítás középső harmadának déli részén, legalább 10 m-nyi hosszon, a Dachsteini Mészkő a Szentivánhegyi Mészkővel megegyezően látszik települni, benne ismeretlen korú, ellentétes (meredek nyugatias) dőlésű, egyenlőtlenül laminált, vastag, szürkéslila hasadékkitöltéssel. Ebből a helyzetből kiindulva korábban arra következtettünk, hogy itt már a Dachsteini Mészkő is szálban áll (CSÁSZÁR 1988b, CSÁSZÁR et al. 1988). A vastagpados vagy tömeges kifejlődésű, szürkésfehér, esetleg enyhén rózsaszínes mészkő itt nagyméretű kagylókat (*Paramegalodus* sp., *Conchodus* sp.), valamint magános korallt és hydrozoát is tartalmaz (KONDA 1970). Sűrű hintésben fordulnak elő bennük a szabad szemmel is felismerhető, *Triasina* nemzetségbe sorolható foraminiferák. A rendszerint ciklusos felépítésű Dachsteini Mészkőnek itt a dolomitos, algalemezes változata csak ritkán figyelhető meg. A hatalmas tömbben a meredek, nyugatias dőlésű, lilás tónusú hasadékkitöltések nagymértékben nehezíthetik a képződmény valós rétegződésének felismerését. A feltárás déli vége közelében, egy kisebb árkolás mentén kalcitpettyes, korallt is tartalmazó triász tömböket cementáló jura kitöltések jelennek meg (KNAUER szóbeli közlése szerint hasadékkitöltő jelleggel).

A fenti képződmények tömbjeit, egyes helyeken szálban állónak látszó rétegeit a Szentivánhegyi Mészkőnek a Hosszú-árok keleti felében ismertetett típusa fedi 3 m vastagságban (*8. ábra* 9. réteg, *II. tábla 1. fénykép*). Az itteni rétegköteg különlegessége az a réteg, amelyben sztromatolitra emlékeztető hullámhegyek és keskeny árkok váltogatják egymást (*II. tábla 2. fénykép*). Ezek a rétegek különösen gazdagok ammonitesz kőbelekben, aptychusban és crinoidea töredékben. Mellettük előfordul még brachiopoda teknő és magános korall is.

A Nagy-letakarítás szelvényének közepén mélyített árok mentén, a malm rétegsor mintegy 18 rétegre bontható (a mikrofácies szempontú vizsgálatokra történt szelvényezés során a rétegsort 13 rétegre tagoltuk). E kis szelvény felső nyolc rétegéből több mint 200, közepes és rossz megtartású, héjatlan ammonitesz került elő. A régi gyűjtési felület letakarításakor a jura rétegsor feküjében csak két helyütt bukkant elő az ismeretlen rétegzésű és települési Dachsteini Mészkő.

A Dachsteini Mészkő feletti mintegy 10 rétegből utólagos, réteg szerinti gyűjtés nem történt, ám a törmelékből előkerült viszonylag gazdag, gyakran jó megtartású, héjas töredékeket is tartalmazó faunából számos *Taramelliceras, Aspidoceras, Orthaspidoceras, Pseudowaagenia, Nebrodites* és Ataxioceratinae került elő. Mindezek alapján valószínű, hogy a néhány rétegből álló kondenzált rétegsor a kimmeridgei több szintjét is képviseli.

A korábban begyűjtött legalsó (az ellentétes módon számozott régi 9.) rétegből egyetlen, közelebbről meg nem határozható *Perisphinctes*-féle került elő. A 8. réteg szerény ammonitesz anyaga azonban már lényegesen többet mond: a *Hybonoticeras* cf. *hybonotum* (OPPEL) a kimmeridgei/titon határt, s alighanem a tithon legalsó (Hybonotum) zónáját jelzi. Az e réteg tetejéről származó *„Lithacoceras” mag-*

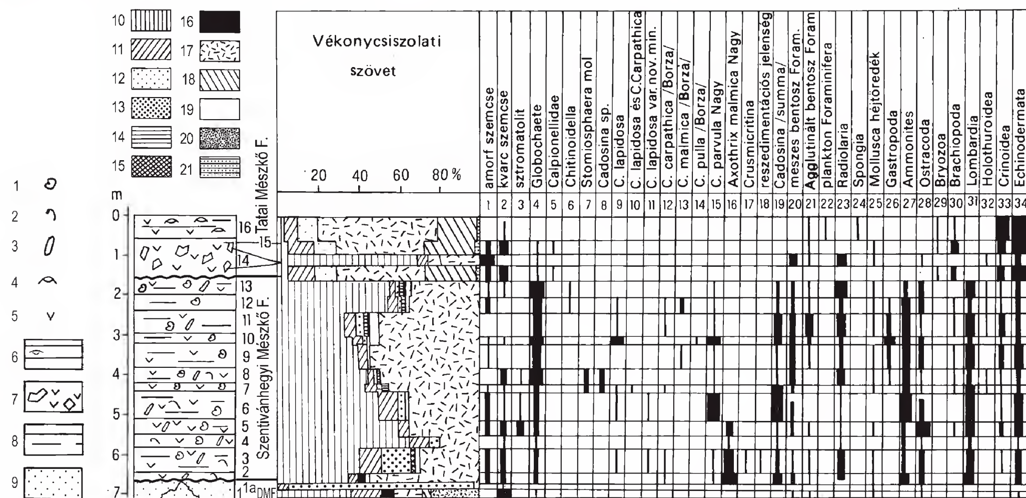



**8. ábra.** A Nagy-letakarítás területén létesített EH-2 jelű kutatóárok földtani metszete (CSÁSZÁR 1988b)

1 – Ammonites, 2 – Aptychus, 3 – Belemnites, 4 – Brachiopoda, 5 – Crinoidea törmelék, 6 – talaj, 7 – kőzettörmelék, 8 – lemezes mészkő, 9 – kalcitpettyes mészkő 10 – bázistörmelék crinoideás mészkő kötőanyagban, 11 – világosvörös, pados mészkő, 12 – mintaszám

***Figure 8.*** *Geological cross section of the research trench EH-2, made in the Nagy-letakarítás (Stripe Pit), (CSÁSZÁR 1988b)*

*1 – Ammonites, 2 – Aptychy, 3 – Belemnites, 4 – Brachiopods, 5 – Crinoid ossicles, 6 – palaeosoil, 7 – rock fragnents, 8 – platy limestones, 9 – limestone with calcite dots, 10 – basal rock fragments with crinoidal limestone cement, 11 – pale red, thick-bedded limestone, 12 – sample number*




**9. ábra.** Az EH-2 jelű kutatóárok vékonycsiszolatos vizsgálatának eredményei (CSÁSZÁR 1988b, *Calpionella* és *Cadosina* határozás: NAGY I.)
A mintaszámok megegyeznek a 8. ábrán jelöltekkel. Jelmagyarázat: 1 – Ammonites, 2 – Aptychus, 3 – Belemnites, 4 – Brachiopoda, 5 – Crinoidea törmelék, 6 – Lemezes mészkő, 7 – Kalcitpettyes mészkő, 8 – Bázistörmelék crinoideás mészkő kötőanyagban, 9 – Világosvörös, pados mészkő, 10 – Mikrit, 11 – Mikropát, 12 – Szemcseközi pát, 13 – Másodlagos pát, 14 – Üregkitöltő pát, 15 – Szintaxiális pát, 16 – Intraklaszt, 17 – Bioklaszt, 18 – Extraklaszt, 19 – Pellet, 20 – Ismeretlen eredetű mikropátos, pátos csomók, 21 – Kovásodás

***Figure 9.*** *Diagram showing the results of thin section studies from the research trench EH-2 (After* CSÁSZÁR *1988b, Calpionella and Cadosina by I.* NAGY*)*
*Sample numbers correspond to those in Figure 8. Legend: 1 – Ammonites, 2 – Aptychi, 3 – Belemnites, 4 – Brachiopods, 5 – Crinoid ossicles, 6 – platy limestones, 7 – limestone with calcite dots, 8 – basal rock fragments with crinoidal limestone cement, 9 – pale red, thick-bedded limestone, 10 – micrite, 11 – microsparite, 12 – intergranular sparite, 13 – secondary sparite, 14 – sparite, filling voids, 15 – syntaxial sparite, 16 – intraclast, 17 – bioclast, 18 – extraclast, 19 – pellet, 20 – microsparitic, sparitic nodules of unknown origin, 21 – silicification*

*num*ot az Appenninek „alsó-tithonjából" írták le (CECCA et al. 1983).

A felső rétegek gazdag *Haploceras elimatum* (OPPEL), *Haploceras caractheis* (ZEUSCHNER) és *Haploceras* sp. faunája biztosan alsó-tithonnak tekinthető. A *Haploceras verruciferum* (ZITTEL) és a két rétegből is előkerült *Semiformiceras semiforme* (OPPEL) a Semiforme zóna meglétét jelzi. A 3. rétegből származó *Semiformiceras* cf. *fallauxi* (OPPEL) már a következő (Fallauxi) zóna index alakja.

E biosztratigráfiai szempontból rendkívül fontos néhány ammonitesszel együtt begyűjtött *Perisphinctes*-féléket (Ataxioceratidae div. sp.) a rendkívül rossz megtartási állapot és a mediterrán *Perisphinctesek* hiányos ismertsége miatt mindeddig nem sikerült közelebbről meghatározni.

Felső-tithon ammoniteszt a fauna nem tartalmazott. A szelvény régi gyűjtésének anyagából azonban, „1. réteg" jelöléssel néhány valangini (vagy legfeljebb középső-hauterivi) *Olcostephanus* töredék és néhány kagylómaradvány került elő. Az ősmaradványokat alighanem közvetlenül a Tatai Mészkő alatt települő, mintegy fél méter vastag töredezett, világos színű mészkőből gyűjtötték (*II. tábla 1.* és *3. fénykép*). A neocom kövületek jelenléte azért is érdekes, mert feltételesen a valanginibe sorolt rétegeket már IFJ. NOSZKY (1934) is említett a lelőhelyről. A neocomnak tekintett képződményt azonban később neki sem sikerült megtalálnia, s így a valangini rétegekkel a továbbiakban FÜLÖP (1964) már nem is számolt.

A felső-jura rétegsor mikropaleontológiai és mikrofácies szempontból alapvonásaiban megegyezik a Hosszú-árok legfelső részénél leírtakkal. A különbség, hogy itt fölfelé növekvő gyakoriságú a *Globochaete*, továbbá az a tény, hogy e vékony rétegsor három egységre tagolható. A 2–5. réteget a fölfelé csökkenő gyakoriságú *Axothrix malmica* jellemzi, amelyből a 3.-at NAGY I. (1988) az oxfordi emeletbe tartozónak minősített. Fölötte a 11. rétegig csupán a mikroszkopikus méretű gastropoda ház az egyedüli kiugró gyakoriságú fosszília, míg a 12–13. rétegben megjelenik a *Chitinoidella*. Ez utóbbi adat megerősíti azt az ammonitesz tartalom alapján levont következtetést, hogy a rétegsorban a Semiforme zóna fölötti rétegtani szint is képviselve van. Ennél fiatalabb rétegek nyomait a fedő Tatai Mészkő bázisát képező bázisbreccsában (*II. tábla 3. fénykép*) található calpionellás mészkőtörmelék őrizte meg. Ez egyebek mellett még *C. elliptalpina* NAGY faj egyedeit is tartalmazza. Lényeges különbség azonban a Hosszú-árok felső részével szemben, hogy itt végig gyakori a *Saccocoma*, vagyis a bázisréteg is fiatalabb a Hosszú-árok keleti mélygödrében feltárt rétegeknél.

A Nagy-letakarítás északi végén, a Szentivánhegyi Mészkőre települten néhány 10 $dm^2$-nyi területre kiterjedően 0,5–3 cm vastag, sárgásbarna színű, féregcsövek tömegét tartalmazó kéreg ismerhető fel, benne elhintve *Calpionella* metszetekkel és egyéb héjtöredékkel. A kis lencsében megtalálható volt még továbbá néhány microsolenid típusú korall (*Dermoseris* sp., D. TURNŠEK szóbeli közlése — *II. tábla 4. fénykép*) is. TURNŠEK szerint ezek mindegyike ugyanabba a fajba tartozik. Elképzelhető, hogy faágszerű kolóniát alkottak, de valószínűsíthetően inkább magános korallok voltak. KOLOSVÁRY (1954) a hasonló korú és megjelenésű *Microsolena agariciformis* ETALLON-ról *és Microsolena rotula*

(SOW)-ról közöl adatokat, az Eperjeshez viszonylag közel eső borzavári Páskom-tető alsó- és felső-tithon mészköveiből. ROMAN et al. (1994) dél-franciaországi jura microsolenid kolónia vizsgálata alapján sekélyvízi környezetet állapított meg. SANTANTONIO et al. (1996) az Appenninek kondenzált jura rétegsorait vizsgálva arra a következtetésre jutott, hogy a microsolenid korallok mindenképpen fotikus környezetet, tehát viszonylag sekély vizet jeleznek.

Az említett kéregről készült vékonycsiszolatban is jól láthatók a helyenként összeroppantott féregcsőhéjak, de *Spirillina* sp., *Lenticulina* sp., Calpionellidae, belemnitesz, brachiopoda is felismerhető a kőzetben (*II. tábla 5. fénykép*). A féregcsövek kitöltése többnyire mikrites. A keményfelszín feküjéhez közel eső részén előfordulnak mikrites, felső részén pelletes lencsék is, melyben megjelenik a kora-berriasi *Calpionella alpina* LOR. is (J. BLAU határozása). A Szentivánhegyi Mészkőre települő kérget teljes vastagságban mutató vékonycsiszolatokban több keményfelszín is felismerhető. Szinte minden alkotórésznek van egy vékony oxidos bevonata, ami ugyancsak jellemző a keményfelszínekre. Előfordulnak továbbá a csiszolatokban mikrobiális szervezetek (valószínűleg baktériumok) által cementált, dűne alakú áramlási nyomok is. A szerpulit jellegű képződmény tehát az alsó-neocomba sorolható.

A fentiek alapján megállapítható, hogy a kora- és középső-jura folyamán kialakult, tektonikailag tagolt Ámos-hátság (VÖRÖS & GALÁCZ 1998) olaszfalui részén — az erőteljes tengeráramlatok elsodró hatásának köszönhetően — a jura és a kora-kréta idején csak epizodikus üledékképződés folyt. Mindez azt is jelentheti, hogy ezekben a hatalmas időtartamot felölelő kondenzált rétegsorokban elvileg bárhol, bármikor megőrződhetett egy-egy kisebb lencse vagy kéreg formájában a földtörténet egy-egy kövült pillanata (lásd szerpulit, vagy SOMODY [1989] barremi brachiopodás lencséje).

A Nagy-letakarítás legfiatalabb képződménye a lemezes, itt vörösbarna színű, brachiopoda-teknős, crinoideás Tatai Mészkő Formáció (*8. ábra*), amely újabb tekintélyes tengeralatti üledékhézag után követte a Szentivánhegyi Mészkövet, illetve az azt kérgező neocom foszlányokat. Bázisán 0,5 méter vastag mészkőbreccsa (*II. tábla 3. fénykép*), míg a Dachsteini Mészkő tömbjeinek területén közvetlenül a brachiopoda héjtöredékes Tatai Mészkő települ.

A Nagy-letakarítás déli végén (GALÁCZ A. szíves közlése szerint) a Dachsteini Mészkő tömbök közötti bemélyedésekből (*III. tábla 1. fénykép*), közvetlenül a Tatai Mészkő alatti zsebekből apró ősmaradványokat (ammoniteszeket, belemniteszeket, brachiopodákat, csigákat, cápafogakat) tartalmazó „zsebek" anyagából egy szerény, de annál érdekesebb, felső-apti–alsó-albai ammoniteszfauna került elő: *Tonohamites boldii* SZIVES & MONKS, *Protanisoceras acteon* (D'ORBIGNY), *Melchiorites melchioris* TIETZE, *Beudanticeras (Pseudorbulites)* cf. *convergens* JACOB, *Hamites* sp., *Acanthoplites* sp., *A. aschiltaensis* ANTHULA (SZIVES 2001, SZIVES & MONKS 2002).

Az eperjesi Nagy-letakarításban tehát egy rendkívül hézagos jura–alsó-kréta rétegsor található a triász és liász platform mészkő tömbök felett települő mintegy 3 méterben. Bizonyos, hogy egyik-másik réteg lerakódása között sokkal nagyobb idő telt el, mint amennyit az adott réteg reprezentál.

MIZÁK (2002) a Tatai Mészkő bázisát vizsgálva kísérletet tett annak kiderítésére, hogy volt-e szárazulati esemény a Tatai Mészkő képződése előtt. Vizsgálta a Nagy-letakarítás területét, a Szentivánhegyi Mészkő és a Tatai Mészkő közötti bázisbreccsát, valamint a Dachsteini Mészkő és a Tatai Mészkő közvetlen érintkezésénél az előbbi mélyedéseiben található bázisképződményt. A mikroszkópos vizsgálat szerint a domináns biogén alkotó a crinoidea és a tengerisün töredék, de plankton és bentosz foraminifera, bryozoa, és szivacstű is felismerhető. A brachiopodák egyteknős megjelenése az egykori erős vízmozgatottságot jelzi. Feltűnő jelenség, hogy a bázisbreccsa kötőanyagában gyakori a kvarcszemcse, de a fölötte lévő rétegekben alig fordul elő, mint ahogy ritka a nehézásvány szemcse is.

A fenti képződmények ásványos összetételének meghatározását célzó röntgendiffrakciós vizsgálatok szerint a minták fő fázisa RAUCSIK B. és MERÉNYI L. vizsgálatai szerint a kalcit, ami mellett szmektit, kevés goethit és kvarc volt még kimutatható (*I.* és *II. táblázat*). A kalcit kioldása után egyes mintákból nyomnyi mennyiségű illit és kaolinit is kimutatható volt. Kis mennyiségük miatt azonban ezekből érdemi következtetéseket nem lehetett levonni. Az alább feltüntetett számok körülbelüli százalékos értékként értendők.

A minták a Nagy-letakarításról a Tatai Mészkő bázisáról származnak, nagyobb részüknek feküje a Dachsteini Mészkő, az EH–2/5 minta azonban a Szentivánhegyi Mészkő és a Tatai Mészkő közötti bázisbreccsából származik:

— EH–2/1: laza, vörös agyagos, kőzettörmelékes mészmárga agyagosabb része;

**I. táblázat.** A Tatai Mészkő bázisrétegeiből származó minták röntgendiffrakciós vizsgálati eredményei RAUCSIK B. és MERÉNYI L., (Pannon Egyetem) mérései nyomán

***Table I.*** *Results of the X-ray analyses, basal beds of the Tata Limestone Fm, made by B. RAUCSIK and L. MERÉNYI, Pannon University*

| Minta | kalcit | szmektit | kvarc | goethit | sziderit | hematit | amorf |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| EH-2/1 | 70 | 22 | ny | 4 | ? | ? | ny |
| EH-2/2 | 92 | 7 | ny | ny | ? | | |
| EH-2/3 | 94 | 3 | ny | 2 | ? | | |
| EH-2/5 | 93 | 5 | ny | ny | ? | | |
| EH-2/5/a | 92 | 6 | ny | ny | ? | | |

Az „ny" betűvel jelzett nyomnyi mennyiség fázisonként eltérő, a kimutatási határtól (a műszer paramétereitől, szemcseméretétől, orientációtól, átfedő csúcsoktól, kristályossági foktól, rácshibáktól) függő, maximum 1-2 százalékos értéket jelent.

"ny" means: very small quantities, vestiges, as a maximum 1-2%.

**II. táblázat.** Az I. táblázat ecetsavval kezelt mintáinak oldási maradékából készített felvételek eredményei RAUCSIK B. és MERÉNYI L., (Pannon Egyetem) mérései nyomán

***Table II.*** *Results of the X-ray analyses made from the samples of Table I treated with acetic acid (B. RAUCSIK and L. MERÉNYI, Pannon University*

| Minta | szmektit | kvarc | goethit | sziderit | hematit | illit+muszkovit | amorf | kaolinit |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| EH-2/1 | 57 | 3 | 15 | ny | ny | ny | 20 | |
| EH-2/2 | 66 | 3 | 12 | ny | ny | ny | 15 | |
| EH-2/3 | 23 | ny | 74 | ny | ny | | ny | |
| EH-2/5 | 70 | 2 | 18 | 3 | ny | | 5 | |
| EH-2/5/a | 60 | 4 | 20 | | | ny | 15 | ny |

**III. táblázat.** Az eperjesi Nagy-letakarítás Tatai Mészkövének bázisrétegeiből származó mintákon végzett izotóparány mérések eredménye

***Table III.*** *Oxygene and carbon isotopic composition from the basal beds of the Tata Limestone Fm, Nagy-letakarítás (Stripe Pit, Eperjes Hill*

| Minta | $\delta^{13}C_{V\text{-}PDB}$ | $\delta^{18}O_{V\text{-}PDB}$ | $\delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}$ |
|---|---|---|---|
| EH-2/3/1 | 0,36 | -368 | 27,12 |
| EH-2/3/2 | 0,61 | -3,57 | 27,23 |
| EH-2/5/1 | 1,20 | -2,59 | 28,24 |
| EH-2/5/2 | 0,92 | -3,17 | 27,65 |
| EH-2/5/3 | 1,29 | -2,84 | 27,98 |

— EH–2/2: laza vörös agyagos, kőzettörmelékes agyagos mészkőkőzet, átlagminta;

— EH–2/3: tömör, agyagos, sárgásbarna színű mészkő, átlagminta, a kalciterek nélkül;

— EH–2/5: átlagminta a bázisbreccsa mészkő jellegű kötőanyagának alsó 20 cm-éből;

— EH–2/5/a: a bázisbreccsa mészkő jellegű kötőanyagának darabja a réteg legalsó 5 cm-éből.

A nehézásványspektrum vizsgálatához a leválasztást a MÁFI Szedimentológiai Laboratóriumában BÁTORI M.-NÉ, HÓZER F.-NÉ és PARTÉNYI Z.-NÉ végezte. B. ÁRGYELÁN (in MIZÁK 2002) goethiten és kevés hematiton kívül más fázist egyetlen mintában sem talált. A goethit keletkezhet szárazföldi körülmények között laterites mállás során, de miután messzire el is szállítódhat, a nehézásvány frakcióban való szinte kizárólagos jelenlétéből forrásterület nem határozható meg. Az egyéb nehézásványok teljes hiányából B. ÁRGYELÁN arra következtetett, hogy nagy mértékű terrigén behordással nem lehet számolni.

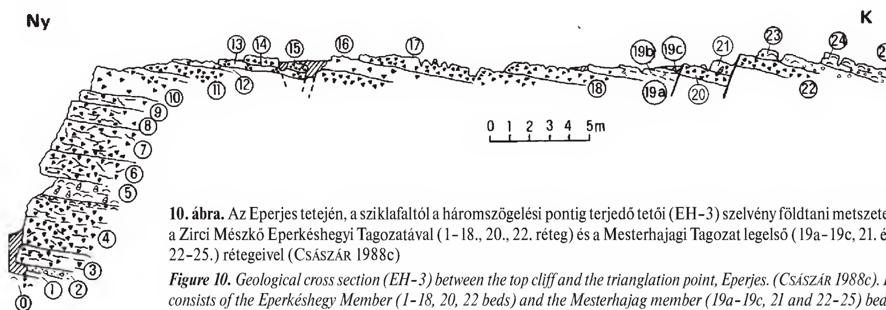
A tengeri és szárazföldi körülmények tisztázását volt hivatott elősegíteni a DEMÉNY A. (MTA Geokémiai Kutatóintézet) által végzett O- és C-izotóp vizsgálat (*III. táblázat*) is.

A stabilizotóp-geokémiai mérések alapján MIZÁK (2002) a meteorikus diagenezist, tehát a szárazulati eseményt, az édesvízi vagy partközeli szedimentációt a vizsgált képződmények esetében kizárta. Ezt erősítették meg az ásványtani és mikromineralógiai vizsgálatok is.

### *Tetői-szelvény (EH–3)*

A természetes sziklafallal kezdődő és mesterséges letakarításban folytatódó ún. Tetői- szelvény (*10. ábra*) az Eperjes fiatal mezozoos képződményét, az erőteljesen karsztosodott urgon fáciesű Zirci Mészkövet tárja fel (*III. tábla 2. fénykép*).

A formáció innen Eperkéshegyi Tagozatnak elnevezett alsó felét (*10. ábra* 0–18., 20. és 22. réteg) vastag, szürkésfehér, 10-30 m-es vízmélységben keletkezett, kőzetalkotó mennyiségben rudista kagylóteknőket tartalmazó mészkőpadok alkotják (*III. tábla 3. fénykép*). CZABALAY L. (in CSÁSZÁR 2002) meghatározása szerint közöttük túlnyomó többségben vannak az *Agriopleura* fajok (*A. marticensis* (D'ORBIGNY), *A. blumenbachi* STUDER), de alárendelten előfordul még: *Toucasia carinata* (MATHERON), *Pseudotoucasia santanderensis* (DOUVILLÉ), *Requienia pellati* PAQUIER, *Eoradiolites davidsoni* (DOUVILLÉ) és *E. murgensis* TORRE is. Egyéb kagylót és csigát csak elvétve tartalmaz. Néhány rétegben a byssus fonállal rögzülő rudisták csokrot alkotva is megtalálhatók. Jellemző az előfordulásra, hogy mind a magános, mind a csokrot alkotó formák kibillent helyzetben vannak. A mikrofosszíliák között itt a leggyakoribbak a bentosz foraminiferák, ezen belül az *Orbitolina*-félék. GÖRÖG (1996) innen az alábbi fajokat azonosította: *Orbitolina (O.) concava (*LAM.*), O. (M.) aperta* ERMAN, *O. (O.) sefini* LEYMERIE és *O. (C.) baconica* MÉHES. Viszonylag gyakori a *Cuneolina* sp., de előfordul




**10. ábra.** Az Eperjes tetején, a sziklafaltól a háromszögelési pontig terjedő tetői (EH-3) szelvény földtani metszete, a Zirci Mészkő Eperkéshegyi Tagozatával (1-18., 20., 22. réteg) és a Mesterhajagi Tagozat legelső (19a-19c, 21. és 22-25.) rétegeivel (CSÁSZÁR 1988c)

***Figure 10.*** *Geological cross section (EH-3) between the top cliff and the trianglation point, Eperjes. (CSÁSZÁR 1988c). It consists of the Eperkéshegy Member (1-18, 20, 22 beds) and the Mesterhajag member (19a-19c, 21 and 22-25) beds of the Zirc Limestone Fm*

*Dicyclina schlumbergeri* (MUN.-CHALM.) is. Említésre méltó még a Floridae alga, de csak elvétve jelenik meg a teljesen fragmentálódott *Salpingoporella* sp.

A szelvény vége felé az Eperkéshegyi Tagozatot a Mesterhajagi Tagozat (*10. ábra* 19a–19c, 21. és 23–25. réteg) váltja fel, amely vékonyabb pados megjelenésű, gyakorlatilag rudistamentes. Az erősen mozgatott vizű, dominánsan grainstone szövetű mészkő legjellemzőbb ősmaradványai a fent már jelzett bentosz foraminiferák, különösen az *Orbitolinák*, amelyek itt válnak gyakorivá.

A mészkőfal lábánál mélyített O–12 jelű fúrás arra utal, hogy a Zirci Mészkő tömege mintegy 6 m-nyire besüppedve „úszik" a képlékeny Tési Agyagmárgában (CSÁSZÁR 1986). Ez utóbbi a Tatai Mészkő képződését követő szárazulati periódus utáni „középső-kréta" üledékciklus kezdő tagja. Messze a szelvényen kívül, a domb keleti lejtőjének alsó részén jelenik meg a Zirci Mészkő biodetrituszból – főként Echinoidea törmelékből – álló felső tagozata, a Gajavölgyi Mészkő, amelyet a Pénzeskúti Márga Nánai Rétegtagja követ.

Az alapszelvények tanulmányozása alapján megállapítható tehát, hogy a jellegzetesen üledékhézagos, illetve kondenzált jura–kora-kréta üledékképződést követően a „középső-krétára" létrejött kiegyenlített térszínen egy vízszint-ingadozásokkal jellemzett transzgressziós üledékciklus fejlődött ki.

## Az újraalkotott földtani térkép

KNAUER & VÉGH (1969a) után, az irodalmi adatok áttekintése, az alapszelvények vizsgálata és a terület újbóli alapos bejárása alapján vált lehetővé és indokolttá az Eperjes és ahhoz kelet felé csatlakozó terület fedetlen — nagyobb részt kainozoikum nélküli — földtani térképének újraszerkesztése (*2.* és *3. ábra*).

A jelenlegi feltártsági viszonyok mellett még a Dachsteini Mészkő legjobbnak minősíthető feltárásban (az Eperjest északról lezáró, hozzávetőlegesen kelet–nyugati irányú földút déli oldalán, a jelzett vető mentén) sem állapítható meg teljes egyértelműséggel, hogy abban már valóban a szálban álló kőzet van-e feltárva. Itt a mintegy 150 m-es NyDNy–KÉK-i irányban elnyúló folt nyugati részén, a Nagy-letakarítás területén észlelt, ismeretlen, talán még a triászba tartozó, laminált piszkoslila színű hasadékkitöltő mészkő nagy gyakorisággal fordul elő kisebb tömbök formájában a jellemzően 1 m-es, típusos Dachsteini Mészkő tömbök mellett. A DDK-i irányba forduló fenti foltnak a keleti felén a Dachsteini Mészkő mellett néhány vörös színű, szabad szemmel is felismerhetően saccocomás Pálihálási (vagy a nem típusos Szentivánhegyi) Mészkő és ismeretlen vörös (jura?) mészkő, továbbá szürke, aprókristályos Tatai Mészkő 1-2 dm-es méretű törmeléke is megtalálható. Valószínűleg ugyanezek a képződmények építik fel a tető irányába, dél felé kinyúló hátat is, bár itt csak kevés Dachsteini Mészkő törmeléket sikerült dokumentálni.

A Dachsteini és Kardosréti Mészkövet makroszkóposan esetenként nehéz megkülönböztetni. Ha nem ismerhetők fel bennük a besorolás alapjául szolgáló ősmaradványok (*Triasina*, *Megalodus*, avagy a brachiopoda) és onkoid, szabad szemmel nem különíthető el a két kőzettípus. Mindkét képződmény blokkjai a megabreccsa jellemző elemei (GALÁCZ 1989b). A Nagy-letakarítás jó példa arra, hogy a két fő breccsaalkotó kőzet — valamint itt még a Hierlatzi Mészkő is — együttesen fordul elő. A Kardosréti Mészkő bizonyítottan csak a Hosszú-árok középső és a Nagy-letakarítás északi végén jelenik meg, de valószínűnek tűnik, hogy a térképen Dachsteini Mészkőként ábrázolt területeken másutt is jelen van. Szálkibúvása azonban sem a Kardosréti Mészkőnek, sem a Dachsteini Mészkőnek nincs, ezért ezeket az előfordulásokat is lejtőlábi breccsaként értelmezzük. Az Eperjes-hegy szűkebb környezetében mélyített számos bauxit-, szén- és mangánkutató, valamint térképező fúrás közül több elérte a jura különböző szintjeit, sőt a Dachsteini és/vagy Kardosréti Mészkövet is, aminek segítségével megrajzolhatónak tűnik a folyamatos és a különböző mértékben hézagos kifejlődésű jura rétegsorú területek határa, és kísérletet tehetünk a vetőlábi breccsa elterjedési területének lehatárolására is (*2.* és *3. ábra).*

A Dachsteini Mészkő a felszínen a Telegdi Roth-vonaltól északra, az Eperjestől mintegy 4 km-nyire KDK-re a Tunyog-hegyen, valamint 1 km-nyire délre a Boszorkány-hegyen található, (*2. ábra*), ahol erre — esetenként Alsóperei Bauxit közbeiktatódásával — közvetlenül a Tési Agyagmárga települ. Az Eperjes és a Som-hegy környezetében szálban álló Dachsteini Mészkő biztosan csak az OB–4 (241,3–245,0 m), O–9 (127,0–167,2 m) és az OB–12 (167,6–200,9 m), továbbá a Boszorkány-hegyen az OB–1, OB–2 és OB–3 jelű fúrásban volt felismerhető. A Dachsteini Mészkő valószínűleg megtalálható még az O–6 (83–107,2 m), az O–7 (85,5–109,6 m), az OB–7 (48,0–73,9 m), az OB–10 (80,2–115,0 m) és talán az OB–11 (84,0–104,6 m) fúrásban. Az utóbbiakban előfordulhat a Kardosréti Mészkő is, de ezt biztosan csak néhány fúrásban sikerült kimutatni: az Ot–85 (10,2–13,0 m), Ot–86 (6,3–10,0 m), Ot–86a (6,55–7,3 m), O–9 (107,2–127,0 m), és a két O–11 jelű fúrás közül az ismeretlen helyzetű O–11 (107,0–113,5 m) fúrásban (*2., 3. ábra*). További, pontosabban meg nem határozható alsó- és középső-liász képződményeket — egyebek mellett Hierlatzi Mészkövet — három fúrásban ismertünk fel: Ot–86 (6,2–6,3 m), mangánkutató O–1 (5,0–12,1 m), mangánkutató O–2 (50,4– 64,8 m), de nem zárható ki teljes biztonsággal az O–9 rétegsorából sem. Egyetlen fúrás (Ot–86a) tartalmazott mindössze 5–10 cm vastag érces megjelenésű mangánszintet a Kardosréti Mészkő egyenlőtlenül visszaoldott, mélyen tagolt felszínére települten (*4. ábra*). A toarci mangánérc szintjével azonosnak tekintett mangánérc és a mészkő határán szabad szemmel is felismerhető a mészkő piszkosfehér színétől elütő piszkosrózsaszínű liász mészkőkitöltés (*IV. tábla 1. és 2. fénykép*). Még jobban látszik ez vékonycsiszolatban (*IV. tábla 3. kép*), ahol emellett az érc és a mészkő határán bioeróziós nyomok és lamináció is felismerhető. A termikus analízis és a röntgendiffrakciós vizsgálat szerint az érc fő alkotó ásványa a piroluzit (MIZÁK 2002). A képződmények

határán nagy nagyítással gombafonalra emlékeztető bioeróziós nyomok ismerhetők fel. Az érc körül a mészkőben is megfigyelhető enyhe mangános átitatódás.

FÜLÖP (1964b) liász-dogger vörös mészkövet ábrázol az Eperjes nyugati lejtőjéről készített térképén. Jóllehet, ebből a vörös agyagos mészkőből határozható makrofauna nem került elő, a vékonycsiszolat alapján ez a Tölgyháti Mészkő és a Lókúti Radiolarit közötti átmenetet képviseli. A Kisgerecsei Márgának és a Tölgyháti Mészkőnek a fúrásokban való elkülönítését a leírások nem teszik lehetővé. Előfordulásuk az alábbi három fúrásban nyert igazolást: O–1 (0,0–5,0 m), O–2 (47,0–50,4 m), O–9 (55,0–88,1 m).

A Lókúti Radiolarit nem típusos (tűzkőgumós, kovás mészkő formájában) egyaránt megtalálható a Hosszú-árok közepén megjelenő eltolódási vonaltól Ny-ra (O–4, Ot–85, Ot–86, Ot–86a) és K-re (O–3, O–12) eső fúrásokban is az Eperjesen, valamint a szomszédos Som-hegyen (O–9 fúrás). Az eltolódási vonaltól Ny-ra és a Som-hegyen a fedőjében folyamatos a felső-jura rétegsor, míg az eltolódási vonaltól közvetlenül K-re tengeralatti üledékhézaggal vékony Tatai Mészkő, illetve szárazföldi üledékhézag után közvetlenül Tési Agyagmárga települ rá. A Pálihálási és Szentivánhegyi Mészkő az Eperjes Ny-i lejtőjén felszínen, és a környéken telepített, de pontosabban be nem határolható O–11 jelű (270, 0 m-es talpú) vízfúrás, a somhegyi O–9 jelű fúrás, valamint az ismeretlen helyű, 113,5 m-es talpmélységű második O–12 jelű fúrás tárta fel, az utóbbiban a Kardosréti Mészkőre települten. A Szentivánhegyi Mészkő a neocomba csak kivételesen, számottevő üledékhézagot tartalmazva húzódik át mind a Hosszúárokban, mind a Nagy-letakarításban. Jelentősebb vastagságú (kb. 30 m) neocom képződmény kizárólag az olaszfalui Som-hegyen őrződött meg. Az O–9 fúrás rétegsorának leírása alapján litosztratigráfiai besorolása nem adható meg. KNAUER J. szóbeli közlése szerint a 75,6 m vastag neokom–középső-jura rétegsor a Mogyorósdombi Mészkőtől a Tölgyháti Mészkőig folyamatos és teljes, amelyből azonban hiányzik a Lókúti Radiolarit. Érthetetlen ugyanakkor a liász és ezen belül különösen a Kardosréti Mészkő teljes hiánya a Dachsteini Mészkő fedőjében.

A Tatai Mészkő az Eperjes-tetőtől nyugatra eső, bányászati tevékenységgel érintett területen és az Eperjes déli, délnyugati részén fordul elő, üledékhézaggal települve a felső-jura mészkőre, vagy a triász és alsó-liász vetőlábi brecscsára, beleértve az északi részen előfordulókat is. A Tatai Mészkő az észak-déli irányú eltolódási vonalnak a nyugati oldalára is kiterjed a hegynek legalábbis a DNy-i részén, miközben az O–3 jelű fúrásból, valószínűleg tektonikai okokra visszavezethetően marad ki, jóllehet ez Zirci Mészkövet és Tési Agyagmárgát egyaránt harántolta, az utóbbit azonban redukált vastagságban. A műút két oldalán a próbanyomatként megjelent Olaszfalu 1:25 000-es lap fedett és fedetlen változata (KNAUER & VÉGH 1969a, 1969b) egymásnak ellentmondóan ábrázolja a Zirci és a Tatai Formációt.

Ma már a felszínen nem tanulmányozható, de jelentős elterjedésű képződmény a területen a Tési Agyagmárga. E kevéssé kötött, puhább kőzettípus megjelenésére következtethetünk a Tatai Mészkő legmagasabb helyzetben előforduló kibukkanásai felett kialakult laposabb, fennsík jellegű térszínből, valamint a seprűzanót (*Cytisus scoparius*) kizárólag itteni felléptéből. A Tetői-szelvény sziklafalának lábánál az O–12 jelű fúrásban (*11. ábra*) a formáció vastagsága 33,2 m, de alsó határa tektonikus. Az Eperjes tetőtől északra (O–3, Ot–21) és keletre fiatalabb kréta képződmények alatt több fúrás is feltárta, (pl. OB–12, Ot–22), de néhány a Som-hegy környékén is harántolta (O–7, O–9, OB–7, OB–8, OB–10, OB–11). Az 50–100 m vastag formáció folyóvízi, tavi, mocsári, tengeri lagunáris fáciesű tarka és szürke agyag, agyagmárga, márga ciklusos váltakozásából áll (CSÁSZÁR 1997).

A kutatási területen (Eperjes, Som-hegy, Villó-hegy, Tunyok-hegy) a Zirci Mészkő általános elterjedésű, mindhárom tagozata megtalálható (*2. ábra*). Az Eperjes keleti lejtőjén és a Villó-hegyen is a Zirci Mészkőre települten a felszínen is megjelenik a Pénzeskúti Márga glaukonitos Nánai Rétegtagja, amelynek alján közös munkánkban (CSÁSZÁR & KNAUER 1997) KNAUER itt a makrofaunás Villóhegyi Rétegtagot is elkülönítette. Ennek fedőjében több helyütt is felszínre bukkannak a formáció sárgásszürke mészmárga-rétegei.

A Bakony földtani térképén az Eperjes-tetőtől nyugatra IFJ. NOSZKY et al. (1957) „perforátás márgát” ábrázolt. Ezt a képződményt később senki nem említette a tetői környezetben. A KNAUER & VÉGH (1969a) által szerkesztett térképen is csak a hegy É-i előterében került ábrázolásra. Az Eperjes felső, fennsík jellegű részén talajminta-vételezés közben, a talajban 30 cm vastag lencse alakú testet formálva nagy mennyiségű nagyforaminifera került elő (MIZÁK 2002). Ennek szabad szemmel is jól látható részéből a lencse nagyságútól a 3 cm-es átmérőig terjedően kizárólag *Nummulites perforatus* (DE MONTFORT) volt határozható. Kiiszapolva a talajt a *Nummulites perforatus* a mikrofaunában is gyakori volt, emellett Horváthné Kollányi Katalin az alábbi foraminiferákat határozta meg: *Asterigerina rotula* (KAUFMANN), *Sphaerogypsina globula* (REUSS), *Cibicides* sp., *Discorbis* sp., amelyek alapján középsőeocén végi üledékképződés valószínűsíthető a területen (KOLLÁNYI 1988). Magát az ősmaradványt szolgáltató üledéket nem sikerült megtalálni. Az Eperjes északi peremén, — közvetlenül a Dachsteini Mészkő kibukkanása mellett — csiga kőbélben gazdag, kagylóteknő törmeléket is nagy mennyiségben tartalmazó, erősen porózus, homokos eocén mészkő 1-1,5 m-es méretű tömbjei hevernek. KNAUER & VÉGH (1969b) ezt a perforátuszos Szőci Mészkő Formációba sorolta. KONDA J. az ismeretlen helyzetű O–11 fúrás dokumentációjában írt le közel 2 m vastag eocén mészkő- és márgatörmeléket.

Az Eperjes, Tunyok-hegy vonulatában eocénnél fiatalabb kainozoos üledék az Olaszfalutól délre eső egyetlen folttól eltekintve csak fúrásból ismert, elsősorban az Eperjes déli előteréből. Az Ot–4 jelű fúrás 13 m-ben ütötte meg az oligocén Csatkai Formációba sorolható laza homokkőnek, tarka, szürke, homokos agyagnak leírt képződményt, amelyet számos további fúrás is harántolt.

Hátsági terület jellegének megfelelően az Eperjes nyugati oldala juránál fiatalabb vetőkkel is sűrűn tagolt, és legalább egy oldaleltolódással is rendelkezik, de ezekre közel merőleges ugyancsak fiatal eltolódást is feltételezünk. Ezek kora — fiatalabb képződmények hiányában — az Eperjesen nem állapítható meg. A hegyet délről határoló Telegdi Roth-vonal mentén jelentős oldalelmozdulás történt. KNAUER szerint a Telegdi Roth-vonal nem az Eperjes déli lábánál, hanem a Boszorkány-hegy északi lábánál húzódik (szóbeli közlése). A szerkezeti elemet TELEGDI ROTH (1935) ismerte fel, és mintegy 4 km-es vízszintes komponenssel jellemezhető jobbos oldaleltolódásnak határozta. KNAUER & VÉGH (1969b) földtani térképéről 4,7 km-es oldalelmozdulás mérhető ki. A szerkezeti vonal névadója, MÉSZÁROS (1983) a jelenséget délkeletről ható kompressziós erők hatására kialakuló intraszarmata elágazó jobbos eltolódásnak tekintette. Ezzel szemben KÓKAY (1996) az ottnangitól máig ható, pontosabban nem minősített szerkezeti elemként magyarázta. A háromdimenziós térképeken jól látható, hogy a Telegdi Roth-vonal egybeesik a terület legnagyobb meredekségű részével. Legújabban SASVÁRI (2003) diplomamunkájában a Telegdi Roth-vonalat is elemzi. Ennek során négy biztos és további kettő bizonytalan szerkezetalakulási fázist különített el, köztük a Telegdi Roth-vonal mentén egy balos és egy jobbos oldalelmozdulást ismert fel. Megállapította továbbá, hogy a legkorábbi kompressziós fázis a késő-kréta folyamán zajlott le.

A Hosszú-árkot harántoló szerkezeti elemről SASVÁRI (2003) ugyan nem nyilatkozik, de a területen a balos eltolódást tartja jellemzőnek. PALOTAI et al. (2006) egy szerkezeti szempontból jelentéktelen 120-300° csapású vonal mentén ugyancsak balos eltolódást jelző karcokat mutatott ki. Az eltolódási vonal menti erősen visszaoldott felületű karcok — megfigyelésünk szerint — ugyancsak balos eltolódásra utalnak, amely mentén lejtő és hátságperemi kifejlődésű területek kerültek egymás mellé. Bonyolítja a képet, hogy a Hosszú-árok nyugati vége közelében az ároktól északra néhányszor 10 $m^2$-nyi foltban újra megjennek a Dachsteini Mészkő tömbjei, amit egy haránt irányú balos eltolódással vélünk magyarázni. Erre vonatkozó észlelési adattal azonban nem rendelkezünk.

## Diszkusszió

A Dachsteini Mészkő a térségben több száz méteres vastagságában fejlődött ki, de az Eperjesen felszínen nagy valószínűséggel csak több $m^3$-es tömbökből álló formában jelenik meg, mint ahogy a Kardosréti Mészkő is. A főként e két képződményből álló breccsa az Ámos-hátság nyugati peremén, egyúttal a nyugat felé csatlakozó Lókúti-medence keleti peremén foglal helyet. Ésszerűnek tűnik az a feltételezés, hogy a hátság és a medence kialakulása és a breccsa létrejötte között szoros kapcsolat van. A megabreccsát tartalmazó zóna nyugati határát a Hosszú-árok középső részén húzódó, ÉÉNy–DDK-i csapású, túlnyomórészt horizontális komponens által meghatározott, eltérő fáciesű környezeteket egymás mellé hozó, jelentős balos elmozdulást jelző szerkezeti elem jelöli ki (a Hosszúárokban a nagyfeszültségű távvezeték nyugati vezetéke alatt). Az Ot–85 és Ot–86 jelű fúrás rétegsora (*4. ábra*) egyértelműen igazolja, hogy a vonaltól Ny-ra a nagymértékben hézagos kifejlődésű jura rétegtani szempontból megfelelő sorrendben van (*5. ábra*), vagyis erre a területre már nem terjed ki a megabreccsa. A Kardosréti Mészkő visszaoldott felszínére részben a Hierlatzi Mészkő, részben közvetlenül egy mangános kéreg települ, ami a lókúti Hosszú-árokban tapasztaltak mintájára (FÜLÖP 1971, VARGA 2002) az Úrkúti Mangánérc szintjével azonosítható. Az ettől Ny-ra, közvetlenül a műút mellé, annak keleti oldalára eső O–4 jelű mangánérckutató fúrásban (KNAUER J. szóbeli közlése szerint FÜLÖP J. „szerkezetkutató fúrása") a Szentivánhegyi és Pálihálási Mészkő alatt már 15 m vastagságban települ a Lókúti Radiolarit. Ez utóbbi tektonikus kontaktusban van a középső- (vagy alsó-)jura crinoideás mészkővel, ami alatt a Kardosréti Mészkő települ. A fúrás eredeti leírásában is szereplő tektonikus kontaktus helyes felismerését igazolja a fúrástól 400 méternyire délre eső egykori fejtőgödörben ma is fellelhető a középső-jura (KNAUER & VÉGH 1969a, 1969b). Ellentmondásosnak tűnik ezzel szemben a közeli O–1 és O–2 fúrás rétegsora. Az előbbi a műút nyugati oldalára esik, ahol a felszínen a fúrástól néhány méternyire kb. 80 m hosszúságban a Zirci Mészkő alsó tagozatának változatos méretű, sűrű törmeléke található. A fúrástól délre ugyancsak a Zirci Mészkő (alsó és középső tagozatának) törmelékei alkotnak foltot, miközben a fúrásleírás szerint a 2,5 m kvarter alatt 2,5 m vastag radiolarit, majd liász mészkő települ. Ugyanakkor a műút keleti oldalára eső O–2 jelű fúrás 4 m-ig Zirci Mészkövet, majd 47 m-ig Tési Agyagmárgát, alatta pedig Eplényi Mészkövet harántolt. Könnyebben értelmezhető a helyzet, ha feltételezzük, hogy az O–1 és O–2 jelű fúrás rétegsorát felcserélték.

Megfelelő adatok hiányában sokkal nehezebb a breccsazóna keleti határának megvonása. A bauxitos O–3 (= OB–6) jelű fúrásban a leírás alapján a Tési Agyagmárga közvetlenül a Lókúti Radiolarit erősen mészköves változatára települ, az ugyancsak viszonylag közeli O–12 fúrásban azonban a Tési Agyagmárga feküjében az 1,2 m vastag Tatai Mészkő tektonikusan érintkezik a Lókúti Radiolarittal. Ugyanakkor az O–12 fúrástól mintegy 700 m-nyire keletre az OB–12 fúrásban, ahogy az OB–4 fúrásban is, a Tési Agyagmárga a Dachsteini Mészkövet fedi — mint ahogy a Tunyok-hegy környezetében is — azzal a különbséggel, hogy az utóbbi helyen esetenként Alsóperei Bauxit iktatódik közbe. Különös, hogy a som-hegyi elszigetelt malm folt közelében mélyített O–9 jelű fúrásban a középső- (vagy alsó?-)jura települ a Dachsteini Mészkőre, miközben a rétegsor egésze medencefáciesű. Az OB–12 fúrás alapján tehát a breccsazóna nem lehet szélesebb 450 m-nél, és nem lehet keskenyebb, mint 43 m, ami a felszínen ma mérhető legnagyobb szélesség a Hosszú-árok mentén. A breccsazó-

na szélességét kb. 150 m-re becsüljük. PALOTAI et al. (2006) a breccsát egyértelműen olisztostrómának tekinti, aminek létrejöttét az összefoglalásban feltolódásos tektonikai eseményhez köt. Tekintettel arra, hogy mind az O–3, mind az O–12 fúrásban a „középső-kréta" feküjében Lókúti Radiolarit települ, az olisztosztróma jellegű breccsaképződés feltolódásos módja kizárható, hiszen akkor a Lókúti Radiolaritnak is breccsaalkotónak kellene lenni. Ezt erősíti SASVÁRI (2003) azon megállapítása is, amely szerint a terület triász utáni fejlődéstörténetének első kompressziós fázisa a késő-krétára esik. A kompresszió kora-krétánál fiatalabb voltára utalnak a Hosszú-árok felső-jurájában általunk kimutatott vízszintes és függőleges hasadékkitöltések is. A PALOTAI et al. (2006) szerint a breccsaképződés eltolódásos szerkezetalakulással is létrejöhetett. Minthogy azonban a megabreccsazónának a nyugati határát a jelenleg felismerhető balos eltolódás szabja meg, ami a breccsaképződésnél fiatalabb, tehát ez a vonal nem állhat okozati összefüggésben a breccsaképződéssel. Éppen úgy nem lehet okozója a breccsaképződésnek a Telegdi Roth-vonal menti jobbos vagy balos oldalelmozdulás sem, minthogy SASVÁRI (2003) szerint az előbbi legkorábban a késő-eocénben, az utóbbi vagy ugyanekkor, vagy valamivel később következett be. A breccsatesttől keletre más feltolódási vagy eltolódási vonal ugyanakkor nem ismert. A breccsaképződés reális lehetőségeként tehát a nagy térszínkülönbséget okozó platform fel-, ill. továbbdarabolódása, továbbá az azt felerősítő későbbi hasadékrendszer marad. PALOTAI et al. (2006) a fentiekkel szemben a diszkusszióban egyértelműen késő-jura extenziós tektonika mellett foglal állást. A töréses (vetős?) modellt a tágabb környezetre vonatkozóan elsőként GALÁCZ & VÖRÖS (1972) és GALÁCZ (1988) fogalmazta meg. Az Eperjesre ezt MIZÁK (2002) alkalmazta. A sajátos breccsaképződmény legpontosabb megnevezése a vetőlábi breccsa, vagyis a fluxoturbidites, illetve allodapikus keletkezés (GALÁCZ 1988) ilyen méretű tömbök esetében egyértelműen kizárható, de ugyanakkor a képződmény törmelékfolyásnak sem tekinthető.

A fentiek alapján valamelyest sikerült ugyan beszűkíteni a vetőlábi breccsa képződődésének idejét, de pontos korát ezzel még nem tudtuk tisztázni, ami pedig legfontosabb vita tárgyként jelent meg egyik lektorunknál. A megoldást a legidősebb fedőüledék — esetünkben a tömbök közötti legidősebb üledék — korának meghatározása jelenti. A vizsgálatok során VÍGH G. kérdőjeles meghatározásától eltekintve nem szerepel ugyan a területtel foglakozó irodalomban kimmeridgeinél idősebb ammonitesz, de ez nem szükségszerűen rögzíti a breccsa keletkezésének korát. NAGY (1988) a breccsa mátrixát jelentő mintákon végzett *Cadosina*-vizsgálatai alapján a Hosszú-árok breccsaszakaszába (*6b* és *6c ábra*) eső alábbi mintákat minősítette oxfordi emeletbe tartozónak: 19., 20., 23., 30., 38.,. Bizonytalan besorolásúnak tekintette a 25., 26., 33–35., 39., 47. és 51. mintát. Sajnos, nem vizsgálta a 32., 40–45. és 49. mintát. Ezek közül a breccsát fedő üledéknek minősül az alábbi minták anyaga: 19., 20., 23., 25., 26., 30., 38., 39., 40., 41., 44., 45., 49. Nem zárható ki tehát, hogy a Hosszú-árokban az eltolódási vonaltól keletre eső területen a felső-jura rétegsornak ezek a legidősebb képződményei, melyek jelentős részét NAGY (1988) az oxfordi emeletbe sorolta. Megerősíti ezt a véleményt, hogy közülük csupán a 20. és a 32. minta tartalmazott *Saccocomát*. Ezek alapján tehát joggal tételezhető fel, hogy a breccsaképződés ideje nem lehet oxfordinál fiatalabb. Hasonló a helyzet a Nagy-letakarítás esetében is. A felső-jura képződmények mindenütt a Dachsteini Mészkő és a Kardosréti Mészkő tömbökhöz tömörödésre visszavezethető hozzásimulási (beburkolási) formákat mutatnak, ami azt jelenti, hogy ezen üledékek képződése idején a tömbök már a „helyükön" voltak. Ha feltételezzük, hogy a tömbök behullása idején konszolidálatlan mésziszapnak is lennie kellett a hátságot övező aljzaton, akkor besüppedésre utaló behajlásokat, sőt, kipréselődési jegyeket kellett volna találnunk. Nem zárható ki, hogy mélyebb szintben ilyenek is lehetnek, de akkor azok, a fentiek alapján, nagy valószínűséggel már legalábbis középső-jura végi (esetleg oxfordi?) üledékek lehettek, amint ez már MIZÁKnál (2002) is olvasható. GALÁCZ & VÖRÖS (1972) szerint a kimmeridgei korszakban lezajlott töréses tektonizmus eredményeként alakult ki a Pálihálási Mészkő képződését eredményező medencekimélyülés GALÁCZ (1989a) szerint a malm elejére jelentős térszíni különbségek alakultak ki, de azok kialakulásának módját nem egyértelműsítette, bár sok mozgásformára történt utalás. Véleményünk szerint az ilyen jellegű, akár több köbméteres tömbökből is álló megabreccsa képződése a szokványosnál nagyobb mértékű hasadékképződés mellett jöhet létre. Ilyen nagy húzóerők főként a liász végén, de méginkább a doggerben működtek, amikor a Tethys óceáni ágai nyiladoztak. Ennek tanúi a késő-bajoci és késő-bath hasadékkitöltések a Vértesben (FÜLÖP et al. 1960, GALÁCZ 1995), amelyet a részletek ismeretében CSÁSZÁR & PEREGI (2001) és FERENCZ (2004) mega-hasadékkitöltésnek minősített. Az Eperjesen az akár százméteres szintkülönbséget is meghaladó extenziós mozgások során a hátság lábánál a vetőlábi breccsa vastagsága a félszáz m-t is meghaladhatta. Tekintettel arra, hogy a Veszprém–Zirc közötti út mentén a nem típusos kifejlődésű Eplényi–Tölgyháti Mészkő ismert vastagsága alig pár méter, a nagyméretű tömbök közötti üregrendszer kitöltéséhez egy nagyságrenddel nagyobb üledékképződési ráta sem lett volna elegendő. Ezzel magyarázható, hogy az üregrendszer kitöltése csak a Szentivánhegyi Mészkő, illetve részben a Tatai Mészkő képződése idején fejeződött be, néhány méteres fedőüledéket képezve a megabreccsa fölött. PALOTAI et al. (2006) a geoelektromos szelvények értelmezése alapján feltételezi, hogy „az olisztosztróma kialakulása „... akár 10-15 m vastag felső-jura üledék lerakódása után történt". Az Ot–85 és Ot–86 fúrásban a Szentivánhegyi és Pálihálási Mészkő együttes vastagsága 7 m. Jogosnak tűnhet ezek után csak az oxfordi korszakra, pláne annak egy részére 10-15 m vastag üledéket feltételezni, ami a breccsa feküjét képezné? A fentiek fényében ez nem tűnik megalapozottnak.

Ha értelmezni akarjuk a történteket, keresni kell a Tethys fejlődéstörténetében rejlő indokokat is. A Közép-Atlantikum középső-jurabeli kinyílásának következményeként létrejött a Liguriai–Piemonti óceáni ág, ami az Alpok térségében is általános tértágulásos mozgásokhoz vezetett. Ennek számos alpi példáját említette FERENCZ (2004), mint pl. a Cima Campo di Luserna, vagy San Vigilio a Trentói- platón (WINTERER et al. 1991), Monte Giovo a Venetói- platón (FERRARI 1982), Rocca chi Parra kőfejtő Sziciliában (PAVIA et al. 2002), Castillo de Locubin és Sierra de Reclot a spanyolországi Granada környékén (WINTERER & SARTI 1994). Ide sorolható nem utolsósorban a Móri óriás-hasadékrendszer (CSÁSZÁR & PEREGI 2001, FERENCZ 2004) is. Saját vizsgálatunkból (CSÁSZÁR & DOSZTÁLY 1994, CSÁSZÁR et al. 1998) említhetők még az észak-karavankai Wildensteini-vízesés völgyében a bositrás mátrixba ágyazott „rhaetoliász” tömbök is, amelyek az erősen hézagos keleti oldali hátság pereméről hullottak be a peremi részen még kissé hézagos kifejlődésű medencébe, ahol a késő-jura–kora-kréta idején növekvő vastagságú pelágikus üledék halmozódott fel. Úgy véljük, amíg ezzel ellentétes adatok nem merülnek fel, munkahipotézisként a vetőlábi breccsa képződés idejének, GALÁCZ (1995) vizsgálataira is építve, a középső-jurát, ezen belül elsősorban a bajoci korszakot tekintjük. Jelenleg egyetlen olyan jura szelvény sem ismert, ahol a felső-jura üledék a breccsa bázisaként nyert volna igazolást, különösen ehhez fogható törmelékmérettel. Az Eperjesen, mint láttuk, a jelenlegi lepusztulási szinten oxfordi és alsó-kimmeridgei üledékek vannak az ismeretlen vastagságú breccsatest legfelső darabjai között. Ezzel szemben GALÁCZ (1988) a fenyveskúti szelvényben rajzosan is egyértelművé tette, hogy a Dachsteini Mészkő, a „sinemuri brachiopodás mészkő”, a „pliensbachi brachiopodás–ammoniteszes mészkő” és a „toarci ammoniteszes és középső-bajoci brachiopodás és ammoniteszes mészkő” m-es méretű törmelékei felső-bajoci bositrás mészkőbe ágyazódottan találhatók. Lektorunk mindezek ellenére ragaszkodott a breccsa késő-jura keletkezéséhez. A fentiek alapján nehezen érthető, miért nem tekinthető legalább annyira valós lehetőségnek a breccsa középső-jura keletkezése, mint a késő-jurának ítélt keletkezés.

Jó ötletnek tűnt a PALOTAI et al. (2006) által a megabreccsa képződési körülményeinek tisztázására alkalmazott geoelektromos fajlagos ellenállás szelvény fektetése. Nem teljesen világos ugyanakkor, hogy a Hosszú-árok rétegsorának ellenőrzése céljából létesített szelvényt miért nem az árokhoz a lehetséges legközelebbi távolságban telepítették, azzal párhuzamos elrendezésben. A 20-40°-os eltérés nagyon megnehezíti az eredmények értelmezését, különös tekintettel a kutatóárkot kettéosztó, náluk B megjelölésű eltolódási vonalnak a helyzetére. Lehet, hogy ez is belejátszott abba, hogy az általunk 170–340° csapásúnak mért vonal a fenti munkában 120–200° irányú vonalként szerepel. Nem tűnik gondmentesnek a szelvények értelmezése, különösen, ha a szerzők feltételezésekre kénytelenek hagyatkozni a radiolarit ellenállását, de bizonyos mértékig a felső-jura képződményeket illetően is. Az agyagközbetelepüléses, egyébként is gumós, agyagos szerkezetű Pálihálási Mészkő és a vékonypados, majdnem tiszta karbonátból álló Szentivánhegyi Mészkő között konkrét, ellenőrzött mérések hiányában joggal tételezhető fel számottevő ellenállás-különbség. További gondot jelent a Hosszú-árok középső szakaszának értelmezése. Az árokban ugyanis alig jelenik meg mátrix a nagyméretű tömbök között, miközben az ellenállás-szelvényben alig mutatkoznak tömbök. Ezek alapján nem meglepő, hogy a felszíni szelvény és az ellenállás-szelvény egymással nem korrelálható. Az sem tűnik érthetőnek, hogy a Nagy-letakarítás keleti részén, ahol az agyagfilmes, agyagközös Tatai Mészkő települ, miért nagy az ellenállás. Az sem tudható a jelen helyzetben, hogy az alapvetően horizontális elmozdulásként szereplő legjelentősebb szerkezeti vonal mellett, főleg a domb nyugati alsó harmadában megismert, az eltolódási vonallal egyező ÉÉNy–DDK-i csapású szerkezeti vonalak milyen mértékben befolyásolják a vonatkozó képződmények ellenállását. Sokat jelenthetne, ha egyértelműen értelmezhetőnek tekinthetnénk a mért szelvényeket. A Hosszú-árok keleti részén található C jelű vetőről tudhatjuk, hogy ha az létezik egyáltalán, a felszínre biztosan nem fut ki, a felszín alatt viszont csak keleti irányban vethet. Ugyanez vonatkozik a geoelektromos szelvénybeli B vonalra is, ami nem azonosítható a kutatóárokbeli B vonallal. Különösnek tűnik az is, hogy a Hosszú-árokhoz tartozó geoelektromos szelvény aljában szálkőzetként van feltüntetve — jelentős keleties dőléssel — egy nagy ellenállású test, miközben a mérések egy olyan tömeget mutatnak, ami kelet felé és lefelé is lehatárolódik.

Az E2 geoelektromos szelvény északi részén, a végponttól kb. 7 m-nyire közepes (600–700 ohmméteres) ellenállást mértek a felszínen, amit felső-jura pelágikus mészkőként értelmeztek. Itt a mérés hitelességét ellenőrzendő egy 120 cm hosszú, 100 cm széles és legnagyobb mélységében 80 cm mély aknát telepítettünk, (*IV. tábla 4. fénykép*). Az aknában a talajszint alsó részén és alatta a Dachsteini Mészkőnek 10-30 cm-es méretű törmelékét találtuk, ami alatt az akna nagyobbik részét kitöltő, keleti és északi irányba az aknán túlterjedő hasonló tömb akadályozta az akna továbbmélyítését. Az E3 szelvény nyugati részén végzett aknamélyítés során a vastag talajszintben félméteres Dachsteini Mészkő tömbök akadályozták a mélyebbre jutást, igaz, itt az értelmezett szelvényben 70-80 cm vastag törmelékzóna szerepelt, kb. 1 m-es mélységig terjedően.

A Hosszú-árokbeli csapásmérés szerint a balos horizontális komponensű eltolódási vonal párhuzamos lefutású az Eperjes jelenlegi nyugati lejtőjének csapásával, ami közelítőleg megegyezik a jura időszaki hátság peremével. Erre utal a Zirc Zv–10137 jelű, szakaszos magvétellel mélyített vízkutató fúrás rétegsora is. A mintegy 180 m vastag, a középső-jurától medencefáciesű rétegsor Kardosréti és Dachsteini Mészkövét vörös színű, jobbára crinoideás hasadékkitöltés jellegű neptuni telérek szabdalják, amelyek a hátságperemi szerkezeti elemnek kora-jurabeli megnyil-

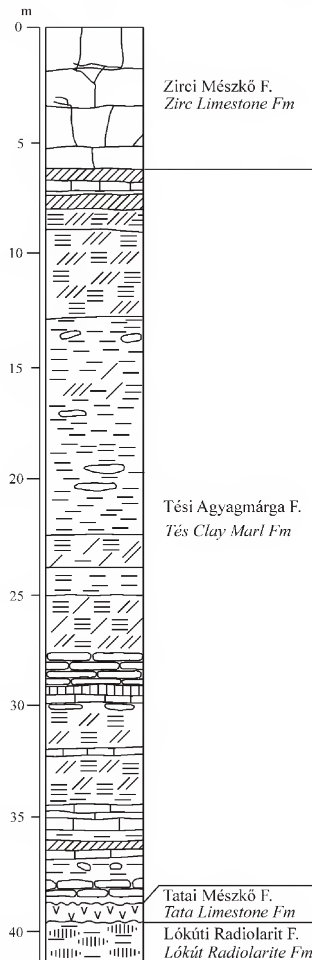
vánulásaként értékelhetők. Helyzetében és irányában lényegében ezzel látszik egybekapcsolódni a későbbi (juránál fiatalabb) eltolódási vonal is.

A már említett blokkos széttagolódás következtében a Lókúti-medencétől keletre egy tengeralatti kiemelkedés, az Ámos-hátság (VÖRÖS & GALÁCZ 1998) alakult ki. A hátság nyugati lejtőjén, az Eperjes tetői részén, egy keskeny sávban — tekintélyes üledékhézag után — a Lókúti Radiolarit erősen meszes változata is kifejlődött 1-2 m-es vastagságban. Már ennek a magyarázatára is csak feltételezéseink vannak, de még kevésbé érthető az Eperjestől KDK-re eső Som-hegy alsó-krétába is átvezető jura rétegsorának szokatlanul vastag és folyamatosnak tűnő, medence jellegű kifejlődése. A kifejlődési jellegek alapján több kérdés is joggal vethető fel. Részét képezhette-e ez a terület az Ámos-hátságnak, vagy netán a hátság déli pereme ennek északi oldalán húzódott? Ha az utóbbit tételezzük fel, akkor az Ámos-hegy nem tartozhat a róla elnevezett hátsághoz. A kifejlődési jellegek alapján nem tűnik valószínűnek, hogy a som-hegyi jura a Lókúti-medencéből a hátságba bevezető jelentősebb kiterjedésű csatorna terméke legyen. Ad abszurdum felvethető továbbá, hogy ha az Ot–86a fúrásban feltárt Úrkúti Mangánérc az eplényi mangánérctelep északi folytatása, akkor a Telegdi Roth-vonal menti eltolódás mértéke aligha mérhető kilométerekben.

A Szentivánhegyi Mészkő „hierlatzi jellegű" ősmaradványban gazdag változata (Szélhegyi Mészkő T.) létrejöttének okát az alábbiakban látjuk: a késő-jura vége felé folytatódott a Mellétei óceáni ág záródása, ami a térség hátsági területein a tenger folytatódó sekélyebbé válását eredményezte. A jelentősebb hátságperemi, jobbára áramlásárnyékos lépcsőkön gazdag életközösség jött létre, amit az alkalmanként felerősödő áramlatok egy lépcsővel lejjebbi szintre ülepítettek át (GALÁCZ & VÖRÖS 1972, PALOTAI et al. 2006). Ugyancsak a sekélyebbé válás lehetett az oka a korall tartalmú keményfelszín berriasi idején történt kialakulásának, és a kapcsolódó féregtelepek létrejöttének.

A kora-kréta folyamán a gerecsei és a déli-bakonyi medence között kialakult ugyan egy enyhén tagolt, nagy méretű hátság, de MIZÁK (2002) vizsgálatai (lásd fent) megerősítik azt a feltételezést, hogy szárazra kerülésre az Eperjesen még az apti korszak folyamán sem került sor, amire pedig a tekintélyes üledékhézag alapján sokan következtettünk (pl. FÜLÖP 1964a, b; KNAUER 1969; KNAUER & VÉGH 1969; CSÁSZÁR & HAAS 1984, 1989).

A képződmények jellegéből adódóan, és a Bakony jura fejlődéstörténetének ismeretében (VÖRÖS & GALÁCZ 1998) MIZÁK (2002) a $\delta^{18}O_{V\text{-}PDB}$ értékekből feltételesen azt a következtetést vonta le, hogy a tengeralatti hátságokon lokálisan kialakulhatott olyan környezet, ahol a tengervíz keveredhetett meteorikus vizekkel. Ha azonban meggondoljuk, hogy több tíz millió év óta közel s távol nem ismerünk még szigettengert sem, a meteorikus vizek eredete megmagyarázhatatlannak tűnik. Ha feltételezzük, hogy kisebb szigetek mégis előfordulhattak, ez akkor is csak jelentéktelen mértékű felhígulást jelenthetett, kiédesedésről




**11. ábra.** Az Olaszfalu O-12 jelű fúrás rétegoszlopa a litosztratigráfiai egységekkel

***Figure 11.** Columnar section of the borehole Olaszfalu O-12 with lithostratigraphic units*

vagy a tengerpart közelségéről a középső-krétáig nem beszélhetünk. Szárazulattá a terület csak a kora-albaiban vált. Ennek egyértelmű jelzője az Alsóperei Bauxit, amelynek, bár az Eperjesről nem ismert, a Tunyok-hegy környékén több telepét is feltárták. Az O–12 jelű fúrásban harántolt bázisközelkörnyéki szárazföldi, mocsári, tavi képződmények kétségtelenné teszik a megelőző szárazföldi lepusztulást (*11. ábra*).

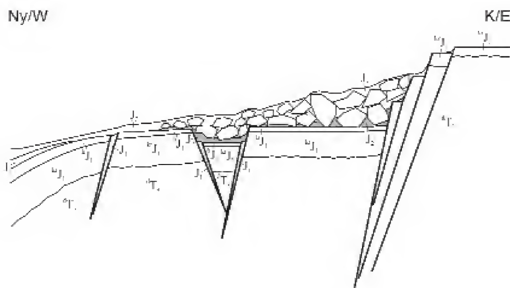
A hemipelágikus Pénzeskúti Márga Villó-hegyi kondenzációs bázisrétege kitűnő példájául szolgál a *Stoliczkaia dispar* zóna idején lezajlott globális léptékű eusztatikus tengerszintemelkedésnek (CSÁSZÁR 2002), amelynek mértéke legalább 150 m-re tehető.

## Következtetések

1. Az Eperjes nyugati lejtőjének közepén húzódó közel észak-déli irányú balos eltolódási vonal jelenleg egy lejtőfáciesű (crinoideás Pálihálási Mészkő, hierlatzi típusú Szentvánhegyi Mészkő), erősen hézagos jura rétegsort különít el egy Dachsteini Mészkő, Kardosréti Mészkő és Hierlatzi Mészkő tömbökből álló, felső-jura fedőjű kifejlődési területtől.

2. Az eltolódási vonaltól keletre eső terület megabreccsája létrejöttének kiváltó okaként a tágabb térségben (Közép-Atlantikum és Penninikum vagy Liguriai-óceán) a középső-jura idején zajló óceáni aljzatképződési folyamatok jelölhetők meg, szemben a feltételezett késő-jura kompressziós, takaróképződési vagy eltolódásos mozgásokkal. Ennek megfelelően a breccsa egyértelműen vetőlábi breccsának minősíthető (*12. ábra*). A jelenség párhuzamba állítható a fenyveskúti szelvény megabreccsájával, a móri Csóka-hegy óriáshasadékával, a karavankákbeli Wildensteini-völgy középső-jurabeli hasonló breccsájával, továbbá a Déli-Alpok, sőt a tágabb Mediterráneum számos pontján megjelenő breccsákkal.

3. Jóllehet középső-jura cementációt a felszínen nem sikerült azonosítani, a felső-jura legalsó (oxfordi) rétegeiben sem láthatók sehol olyan jellegek, amelyek azt igazolnák, hogy a breccsát alkotó tömbök konszolidálatlan mésziszapba vagy konszolidált, mészkő jellegű képződményre hullottak volna. A mésziszap szerkezete mindenütt a tömbök közötti tér utólagos kitöltésére utaló jellegeket mutat. Mindezek alapján középső-jura vetőlábi breccsaképződést tételezünk fel, amikor is az ebben a térségben nagyon lassú üledékképződés nem volt képes kitölteni a hatalmas tömbök közötti nagy volumenű teret.




**12. ábra.** Középső- és késő-jura elvi ősföldrajzi metszet az Eperjes nyugati részén

Amikor nagyméretű dilatációs törések mentén a terület nyugati része mélyre zökkent. Ennek során óriási tömbök szakadtak le a meredek dőlésű törések mentén a kiemelt helyzetben maradt Ámos-hátság (?) pereméről. Úgy véljük, hogy a középső-jurában a nagyméretű tömbök közti helynek csak egy kisebbik részét töltötte ki a mésziszap ($J_2$), nagyobbik részének kitöltésére csak az oxfordi és kora-kimmeridgei folyamán ($J_3$) került sor. (A feltételezett középső-jurabeli kitöltést raszter jelzi.) Egyéb képződmények: $^{h}J_1$ – Hierlatzi Mészkő F., $^{kr}J_1$ – Kardosréti Mészkő F., $^{d}T_3$ – Dachsteini Mészkő F.

***Figure 12.*** *Middle and Late Jurassic hypotetical palaeogeographic section on the western slope of the Eperjes Hill*

*Showing the sudden subsidence of the western part of the Ámos High (?) generating the formation of the scarp breccia. The space between the big blocks supposed to be filled partially in the Middle Jurassic ($J^2$), while its larger part was filled in the Oxfordian and Early Kimmeridgean ($J_3$) only. (The hypotethical infilling is indicated by raster.) Other formations: $^{h}J_1$ – Hierlatz Limestone Fm, $^{kr}J1$ – Kardosrét Limestone Fm, $^{d}T_3$ – Dachstein Limestone Fm*

4. Az Eperjes tetői részen sikerült kimutatni a Lókúti Radiolarit megjelenését, valamint meghúzni a Tatai Mészkő keleti elterjedési határát. Az előbbi ugyancsak kizárja mind az olisztosztróma jellegű, mind a feltolódásos, vagy takaróképződéses eredetű breccsaképződést.

5. Nem sikerült magyarázatot lelni az olaszfalui Somhegyen megjelenő vastag medencefáciesű jura képződmények előfordulására. Ennek kapcsán felvethető és vizsgálandó a Telegdi-Roth-vonal szerepe, de az a kérdés is, hogy az Ámos-hátság névadó hegye részét képezte-e egyáltalán a fent nevezett hátságnak.

6. Számos korábbi adat kiegészítéseként egyértelműen bizonyítást nyert, hogy a csak kisebb üledékhiányt mutató késő-jura üledékképződést az Eperjesen a kora-krétában apró lencséket létrehozó, efemer és a kiemelt területeken akkor is áramlásárnyékos helyekre korlátozódó vagy cementáló jellegű üledékképződés váltotta fel (féregtelep, korall előfordulás). Közel folyamatos üledékképződés csak a késő-apti végén, esetleg a kora-albai elején alakult ki.

7. Szárazulattá a terület a kora-albai folyamán vált, amikor az „Ámos-hátság” Eperjes tetői részétől keletre eső területről teljes egészében lepusztult a Tatai Mészkő, és az annak esetleg feküjét képező, feltehetően nagyon vékony és erősen hézagos jura rétegsor is erodálódott.

8. A terület rétegsorában is dokumentáltuk, hogy a kis vastagságú, időben változó környezetű urgon fáciesű karbonátplatform képződési folyamatának egy globális érvényű, legalább 150 m vízszintemelkedéssel járó eusztatikus tengerszintváltozás vetett véget a késő-albai idején (CSÁSZÁR 2002).

## Köszönetnyilvánítás

A kutatást a 37510 számú OTKA projekt és a Természet- és Környezetmegőrzési Szakállamtitkárság támogatta. A szerzők köszönettel tartoznak a lektoroknak: GALÁCZ Andrásnak, KNAUER Józsefnek és PALOTAI Mártonnak, akik további alapos átgondolásra késztették a szerzőket, esetenként még adatkiegészítéssel is segítették munkánkat. Köszönetünk ezért tehát annak ellenére is őszinte, hogy egyes lektori megfogalmazásokat nem éreztünk helyénvalónak. Az új ábrák formába öntését SIMONYI Dezsőnek és PAULHEIM Gáspárnak köszönjük.

## Irodalom — References


CECCA, F., CRESTA, S. & SANTANTONIO, M. 1983: Ammoniti del Malm dell'Appennino Marchigiano conservate nel museo del Servizio Geologico d'Italia. — *Bolletino del Servizio Geologico D'Italia* **102,** 109–132.

CONVERT, P., MÁRTON E. & HAAS, J. 2006: Paleomagnetic evidence for a megabreccia horizon in the Upper Jurassic sequenece of Eperkés Hill, Transdanubian Range, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **49/1**, 43–56.

CSÁSZÁR G. 1986: Dunántúli-középhegységi középső-kréta képződmények rétegtana és kapcsolata a bauxitképződéssel. — Middle Cretaceous formations of the Transdanubian Central Range: stratigraphy and connection with bauxite genesis. (both Hungarian and English) — *Geologica Hungarica series Geologica* **23**, 295 p.

CSÁSZÁR G. 1988a: Bakony, Olaszfalu, Eperkés-hegy (Hosszú-árok) EH–1 szelvény. — *Magyarország geológiai alapszelvényei,* A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, 6 p.

CSÁSZÁR G. 1988b: Bakony, Olaszfalu, Eperkés-hegy EH–2 nagyszelvény. — *Magyarország geológiai alapszelvényei,* A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, 6 p.

CSÁSZÁR G. 1988c: Bakony, Olaszfalu, Eperkés-hegy EH–3 szelvény. — *Magyarország geológiai alapszelvényei,* A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, 5 p.

CSÁSZÁR G. 1997: Tési Agyagmárga Formáció. — In: CSÁSZÁR, G. (ed.): *Basic Lithostratigraphic Units of Hungary.* A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, p. 49.

CSÁSZÁR G. 2002: Urgon formations in Hungary with special reference to the Eastern Alps, the Western Carpathians and the Apuseni Mountains. — *Geologica Hungarica serises Geologica* **25**, 209 p.

CSÁSZÁR, G. & DOSZTÁLY, L. 1994: Some notes concerning the correlation of the Jurassic and Lower Cretaceous successions of the Northern Karavanke and the Transdanubian Central Range. — In: LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G., & DAURER, A. (eds.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Zusammenarbeit Österreich–Ungarn Teil 2, 403–408.

CSÁSZÁR, G. & FŐZY, I. 1994: Olaszfalu, Eperkés-hegy. Exkursionsführer, A Das Mesozoikum des Bakony-Gebirges. — *64. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft 26–30. September 1994, Budapest*, 53–63.

CSÁSZÁR G. &, HAAS J. (eds.): 1984: Mesozoic formations in Hungary. — *Excursion 104. International Geological Congress XXVII$^{th}$ Session Moscow, USSR.*

CSÁSZÁR, G. & HAAS, J. 1989: Shallow marine Cretaceous carbonates in the Transdanubian Midmountains. — In: CSÁSZÁR G. (ed.): *Excursion Guidebook. IAS Tenth Regional Meeting Budapest 24–26 April 1989,* 189–226.

CSÁSZÁR G. & KNAUER J. 1997: Pénzeskút Marl Formation. — In: CSÁSZÁR, G. (ed.): *Basic Lithostratigraphic Units of Hungary.* A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, p. 48.

CSÁSZÁR G. & PEREGI ZS. 2001: Középső-jura korszakbeli megahasadékkitöltés a Vértes DNy-i peremén. — *Földtani Közlöny* **131/ 3–4,** 581–584.

CSÁSZÁR G., NAGY I., T. & FILÁCZ E. 1988: Jelentés az olaszfalui Eperkés-hegy jura szelvényeinek vizsgálatáról. — Kézirat, Országos Földtani bányászati és Geofizikai Adattár (T/14664), Budapest

CSÁSZÁR G., GALÁCZ A. & VÖRÖS A. 1998: A gerecsei jura — fácieskérdések, alpi analógiák. — *Földtani Közlöny* **128/2–3**, 397–436.

CSÁSZÁR G., MIZÁK J., BARCZI A., VONA M., BAUER N., KENYERES Z. & PENKSZA K. 2002: *Az Eperjes-hegy élettelen és élővilága. Kirándulásvezető természetkedvelőknek.* — Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 62 p.

FERENCZ GY. 2004: A Móri nagyvető menti középső-jura óriáshasadék kitöltésének vizsgálata és értelmezése. — Kézirat, Diplomamunka, ELTE Regionális Földtani Tanszék, Budapest, 88 p. + 9 fotótábla

FERRARI, A. 1982: Tettonica sinsedimentaria et associazioni di facies carbonatiche (con principali riferimenti al Giurassico sudalpino). — In: FERRARI, A.: Geologia del Monte Giovo (Versante settentrionale di M. Baldo-Trentino). *Guide geol. reg., S.G.I, Bologna,* 67–77,

FŐZY I. 1991: Bakonyi és gerecsei felső-jura szelvények ammoniteszfaunájának rétegtani és ökológiai értékelése. — Kéziratos jelentés, Természettudományi Múzeum, Föld és Őslénytár/ Országos Földtani bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest, 31 p.

FÜLÖP J. 1964A: A bakonyhegységi alsó-kréta. — *MÁFI Évi Jelentés 1961-ről,* 227–252.

FÜLÖP J. 1964: A Bakonyhegység alsó-kréta (berriázi-apti) képződményei. — *Geologica Hungarica series Geologica* **13,** 1–77.

FÜLÖP J. 1971: Les formations jurassiques de la Hongrie. — *Annales Instituti Geologici Publici Hungarici,* **5462,** 31–46.

FÜLÖP J., HÁMOR G, HETÉNYI R. & VÍGH G. 1960: A Vértes-hegység jura időszaki képződményei. — *Földtani Közlöny* **90/1**, 15–26.

GALÁCZ, A. 1988: Tectonically controlled sedimentation in the Jurassic of the Bakony Mountains (Transdanubian Central Range, Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **31/3–4**, 313–328.

GALÁCZ, A. 1989a: Introduction. — In: CSÁSZÁR G. (ed.): *Excursion Guidebook. IAS Tenth Regional Meeting Budapest 24–26 April 1989,* 127–134.

GALÁCZ, A. 1989b: Stop 2 Eperkés Hill. Upper Jurassic pelagic sequence with synsedimentary megabreccia and Lower Cretaceous cover. — In: CSÁSZÁR G. (ed.): *Excursion Guidebook. IAS Tenth Regional Meeting Budapest 24–26 April 1989,* 145–150.

GALÁCZ, A. 1995: Revision of the Middle Jurassic ammonite fauna from Csóka-hegy, Vértes Hills (Transdanubian Hungary). — *Hantkeniana* **1**, 119–129

GALÁCZ A. & VÖRÖS A. 1972: A Bakony hegységi jura fejlődéstörténeti vázlata a főbb üledékföldtani jelenségek kiértékelése alapján. (Jurassic history of the Bakony Mountains and interpretation of principal lithological phenomena). — *Földtani Közlöny* **102/2,** 122–135

GÖRÖG Á. 1996: Magyarországi kréta Orbitolina-félék vizsgálata, sztratigráfiai és ökológiai értékelése. — Kézirat. Doktori értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 329 p.

GRADSTEIN, F., OGG, J. & SMITH, A. (eds) 2004: Geological Time Scale. — Cambridge University Press, Cambridge, 587 p.

K. GELLAI M. 2001a: Olaszfalu, Eperjes-Kelet felhagyott anyagnyerő helyeinek kiviteli tájrendezési terve. — Kézirat, Környezetvédelmi Minisztérium

K. GELLAI M. 2001b: Olaszfalu, Eperjes-Nyugat felhagyott anyagnyerő helyeinek kiviteli tájrendezési terve. — Kézirat, Környezetvédelmi Minisztérium

KNAUER 1969: Aptian. — In: H. DEÁK M. (ed.): Explanation to the Geological map of Hungary, 1:200 000. Veszprém, MÁFI kiadvány, 33 p.

KNAUER J. & VÉGH S. 1969a: Olaszfalu. A Bakony-hegység 25 000-es földtani térképsorozata. Észlelési térkép (próbanyomat). — MÁFI, Budapest

KNAUER J. & VÉGH S. 1969b: Olaszfalu. A Bakony-hegység 25 000-es földtani térképsorozata. Földtani térkép (próbanyomat). — MÁFI, Budapest

KÓKAY J. 1996: A várpalotai neogén medence tektonikai összefoglalója. — *Földtani Közlöny* **126/4**, 417–446.

KOLLÁNYI K. 1988: Eocén bentosz kis-foraminiferrák Dudarról. — *MÁFI Évkönyv* **63,** p. 4.

KOLOSVÁRY G. 1954: Adatok a magyarországi júra-időszaki korallok ismeretéhez. — *Földtani Közlöny* **84/3**, 235–245.

KONDA J. 1970: A Bakony hegységi jura időszaki képződmények üledékföldtani vizsgálata. — *MÁFI Év*könyv **50/2**, 161–260.

MANNI R., NICOSIA U. & SZABÓ J. 1992: Late Jurassic crinoids from the Eperkés-hegy (Bakony Mts., Hungary). — *Fragmenta Minerologica et Palaeontologica* **15**, 115–137.

MÉSZÁROS J. 1983: A bakony-hegységi vízszintes eltolódások szerkezeti és gazdaságföldtani jelentősége. — *MÁFI Évi Jelentés* **1983**-*ról*, 485–502.

MIZÁK J. 2002: Az olaszfalui Eperjes üledékhézagainak vizsgálata, földtani térképezés, természetvédelem. — Kézirat. Diplomamunka, ELTE Regionális Földtani Tanszék, Budapest, 116 p.

NAGY I. 1988: Jelentés az új gyűjtésű Olaszfalu Eperkés-hegyi szelvények anyagának áttekintő vékonycsiszolati vizsgálatáról. — Kézirat, Magyar Földtani Bányászati és Geofizikai Adattár 1p. +2 mell.

NOSZKY J. IFJ. 1934: Adatok az Északi-Bakony kréta képződményeinek ismeretéhez. — *Földtani Közlöny* **64,** 99–136.

NOSZKY J. IFJ. 1959: Útmutató a bakonyhegységi kirándulásokhoz. — In: Kirándulásvezető a magyarországi mezozóos konferencia résztvevői számára. Felsőoktatási Jegyzetellátó Vállalat, Budapest, 37–46.

NOSZKY J. IFJ., BENKŐ F., BERTALAN K., DARNAY B., GÖBEL E., LACZKÓ D., LÁSZLÓ D., LÓCZY L., PORSZÁSZ K., SZALAI T., SZENTES F. & TAEGER H. 1957: A Bakonyhegység É-i részének földtani térképe. — In: BARNABÁS K., BÁRDOSSY GY., BERTALAN K., CSILLAG P., GÖBEL E., JASKÓ S., SZENTES F. & SZŐTS E.: Bauxitföldtani kutatások Magyarországon 1950–1954 között. *MÁFI Évkönyv* **46,** p. 3.

PALOTAI M. 2005: Felső-jura áthalmozott képződmények a Dunántúli-középhegységben — esettanulmányok. — Kézirat. Diplomamunka, ELTE TTK, Általános és Történeti Földtani Tanszék, 82 p.

PALOTAI M., CSONTOS L., DÖVÉNYI P. & GALÁCZ A. 2006: Az eperkés-hegyi felső-jura képződmények áthalmozott tömbjei. — *Földtani Közlöny* **136/3**, 325–346

PAVIA, G., MARTIRE, L., CANZONERI, V. & D'ARPA, C. 2002: An introduction to the Jurassic geology of Western Sicily: Stop 3. — Rocca chi Parra Quarry. A condensed rosso ammonitico succession: depositional anderosional geometries, neptunian dykes and ammonite assemblage. — *General field trip guidebook (6th International Symposium on the Jurassic system),* 42–48.

ROMAN, J., ATROPS, F.,ARNAUD, M.,BRALE, G., BARRAT, J., BOULLIER, A., DE BROIN F., GILL, G. A., MICHARD, J. G., TROQUET, P. & WENZ, S. 1993: Le gisement Tithonien inferieur des calcaires de Conjuers (Var. France) état actual des Connaisance. — *Geobios, M. S.* **16**, 126–135.

SANTANTONIO M., GALLUZZO F. & GILL G. 1996: Anatomy and palaeobathymetry of a Jurassic pelagic carbonate platform/basin system. Rossa Mts, Central Apennines (Italy). Geological implications. — *Paleopelagos* **1996/6**, 123–169.

SASVÁRI Á. 2003: A bakonyi Telegdi Roth-vonal vizsgálata. — Kézirat. Diplomamunka, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, Budapest, 109 p.

SOMODY Á. 1989: A survey of the Aptian Brachiopoda form the Northern Bakony Mountains (Hungary). — *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica*, **14**, 41–62.

SZIVES O. 2001: A Tatai Mészkő Formáció bázisrétegéből előkerült ammoniteszfauna komplex őslénytani feldolgozása. — Kézirat. Doktori értekezés, ELTE Őslénytani Tsz, Budapest, 127 p.

SZIVES, O. & MONKS, N. 2002: Heteromorph ammonites from the Tata Limestone Formation (Aptian – Lower Albian) Hungary. — *Palaeontology* **45/6,** 1137–1149

TAEGER, H. 1909: Adatok az É-i Bakony geológiájához. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése* **1909-***ről,* 55–62.

TELEGDI ROTH K. 1934: Adatok az Északi Bakonyból A magyar középső tömeg fiatalmezozoos fejlődéstörténetéhez. — *MTA Matematikai és Természettudományos Értesítője*, **52**, 205–252.

TELEGDI ROTH K. 1935: Adatok a D-i Vértes és az É-i Bakony földtani viszonyaihoz. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése* **1925–1928**-*ról,* 115–126.

VICZIÁN I. 1995: Clay mineralogy of Jurassic Carbonate rocks, Central Transdanubia, Hungary — *Acta Geologica Hungarica* **38/3**, 251–268.

VARGA ZS. 2003: A Lókúti-domb medence fáciesű középső-jura–alsó-kréta képződményeinek vizsgálat, fejlődéstörténet, természetvédelem. — Kézirat. Diplomamunka ELTE Regionális Földtani Tanszék, Budapest, 115 p. + melléklet.

VÖRÖS A. & GALÁCZ A. 1992: Eperkés-hegy. — In: VÖRÖS A. & PÁLFY J.(ed.): *Regional Field Symposium on Mesozoic Brachiopods, Hungarian Natural History Museum, Budapest,* 68–71.,

VÖRÖS A. & GALÁCZ A. 1998: Jurassic Paleogeography of the Transdanubian Central Range (Hungary). — *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* **104/1,** 69–84.

WEIN GY. 1934: Zirc környékének titon rétegei. — *Földtani Közlöny* **64,** 81–98.

WINTERER, E. L., METZLER, C. V. & SARTI, M. 1991: Neptunian dykes and associated breccias (Southern Alps, Italy and Switzerland): role of gravity sliding in open and closed systems. — *Sedimentology* **38,** 381–407.

WINTERER, E. L. & SARTI, M. 1994: Neptunian dykes and associated features in southern Spain: Mechanics of formation and tectonic implications. — *Sedimentology* **41,** 1109–1132.

Kézirat beérkezett: 2007. 05. 22.

## Plates

### *Plate I*

Photo 1. Szélhegy Member of the Szentivánhegy Limestone (top), and Pálihálás Limestone (lower part), close to the western end of the Hosszú-árok.

Photo 2. Ammonite- and Brachiopod-bearing, crinoidal Szélhegy Member of the Szentivánhegy Limestone Formation with white Berriasian limestone fissure fill. Western part of the Hosszú-árok, fissure fill oriented vertically.

Photo 3. Oncoidic Kardosrét Limestone, eastern side of the strike slip fault, Hosszú-árok.

Photo 4. Kardosrét Limestone (k), capped by Hierlatz Limestone (h). Both of them are embraced and covered by the lower part of the Upper Jurassic limestone.

Photo 5. Light red micritic version of the Lower Tithonian Szentivánhegy Limestone and its overlying Berriasian pinky erosional remnant (b) deposited after a break in sedimentation, eastern end of the Hosszú-árok.

### *Plate II*

Photo 1. The succession of a research trench (Fig. 7) located in the Nagy-letakarítás (Stripe Pit): Light pinky, thick-bedded Szentivánhegy Limestone at the base, covered by brown, platy, crinoidal Tata Limestone with rock fragments at the base, derived from the underlying limestone; Middle part of the Nagy-letakarítás.

Photo 2. Stromatolite-like structure in the thick bedded limestone bank of the Nagy-letakarítás (enhanced on the photo).

Photo 3. Contact between the Tata Limestone and its basal breccia layer in the research trench, Nagy-letakarítás (detail of Photo 1).

Photo 4. *Dermoseris* sp. solitary coral from the surface of the Szentivánhegy Limestone in the worm tube colony horizone, Nagy-letakarítás. (Determination is made by D. TURNŠEK).

Photo 5. Worm tube colony crust in thin section developed just above the Szentivánhegy Limestone, Nagy-letakarítás.

### *Plate III*

Photo 1. Erosional remnants of the Tata Limestone deposited directly upon the blocks of Dachstein Limestone, southern end of the Nagy-letakarítás.

Photo 2. Cliff on the top of the Eperjes composed of the Zirc Limestone of Albian age.

Photo 3. Mass occurrence of rudist Bivalve shells in the Eperkéshegy Member of the Zirc Limestone Formation, top of the Eperjes Hill.

### *Plate IV*

Photo 1. Dissolution contact between the Kardosrét Limestone and the Úrkút Manganese Ore Mine on the core surface of the borehole Olaszfalu Ot-86a.

Photo 2. The same as the previous photo, but on cross-sectional view of the core.

Photo 3. The same as the previous two pictures, but in thin section. It gives evidence that red, gastropode-bearing limestone was the first sediment within the dissolution cavity which was mainly replaced by mganese ore.

Photo 4. Prospect hole located 7.5 m from the northern end of the geoelectric profile E2 in which fragments of Upper Jurassic limestone and Dachstein Limestone are found below of which Dachstein Limestone of bigger size is situated.

# I. tábla — Plate I

1. A Pálihálási és a Szentivánhegyi Mészkő Szélhegyi Tagozata a Hosszú-árok nyugati vége közelében.

2. A Szentivánhegyi Mészkő crinoideás, ammoniteszes, brachiopodás Szélhegyi Mészkő Tagozata a Hosszú-árok alsó (nyugati) részén, benne vékony függőleges helyzetű, fehér, berriasi emeletbeli mészkő hasadékkitöltésekkel.

3. Onkoidos Kardosréti Mészkő a Hosszú-ároknak az eltolódási vonaltól keletre eső részéből.

4. Kardosréti Mészkő (k) és az azt sapkaként fedő Hierlatzi Mészkő (h), a Szentivánhegyi Mészkő alsó-malmba tartozó rétegei által körülölelten.

5. A Szentivánhegyi Mészkő itt jellemző világosvörös alsó-tithon változata és az arra tekintélyes üledékhézaggal települő, foszlányként megőrződött fakórózsaszínű berriasi rétege (b) a Hosszú-árok keleti végén.



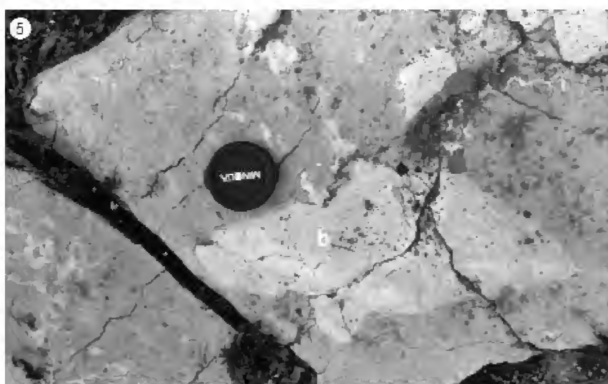






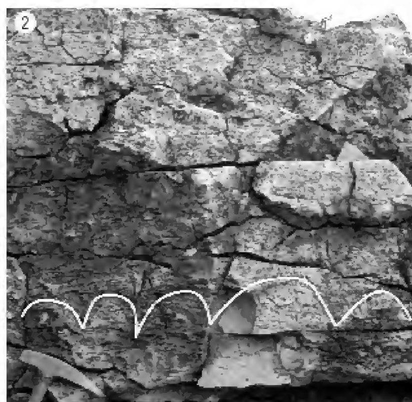






# II. tábla — Plate II







1. A Nagy-letakarítás középső részén létesített kutatóárokban (7. ábra) feltárt rétegsor: alul pados, világos rózsaszínű Szentivánhegyi Mészkő, felette piszkosbarna, lemezes Tatai Mészkő, bázisán a fekü törmelékéből álló breccsával.

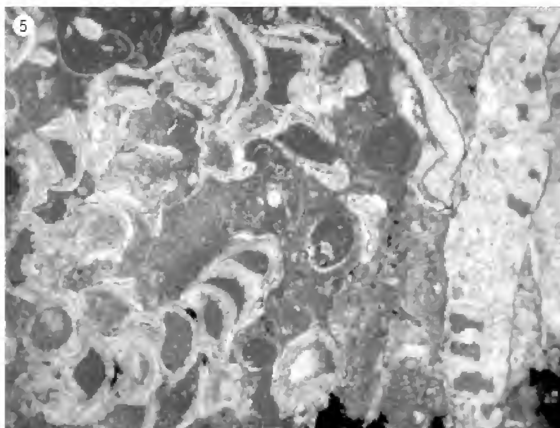
2. Sztromatolitra emlékeztető szerkezet (a fényképen kiemelve) a Szentivánhegyi Mészkő vastagpados kifejlődésű rétegében a Nagy-letakarításon belül létesített kutatóárokban.

3. A Tatai Mészkő és bázisbreccsájának kontaktusa a Nagy-letakarítás kutatóárkában (az 1. fénykép részlete).

4. Dermoseris sp. korall a Nagy-letakarítás Szentivánhegyi Mészkövének felszínén, a féregtelep szintjében. (A határozást D. Turnšek végezte).

5. Szentivánhegyi Mészkő felszínén kialakult féregcsőtelep vékonycsiszolati képe, Nagy-letakarítás.



# III. tábla — Plate III

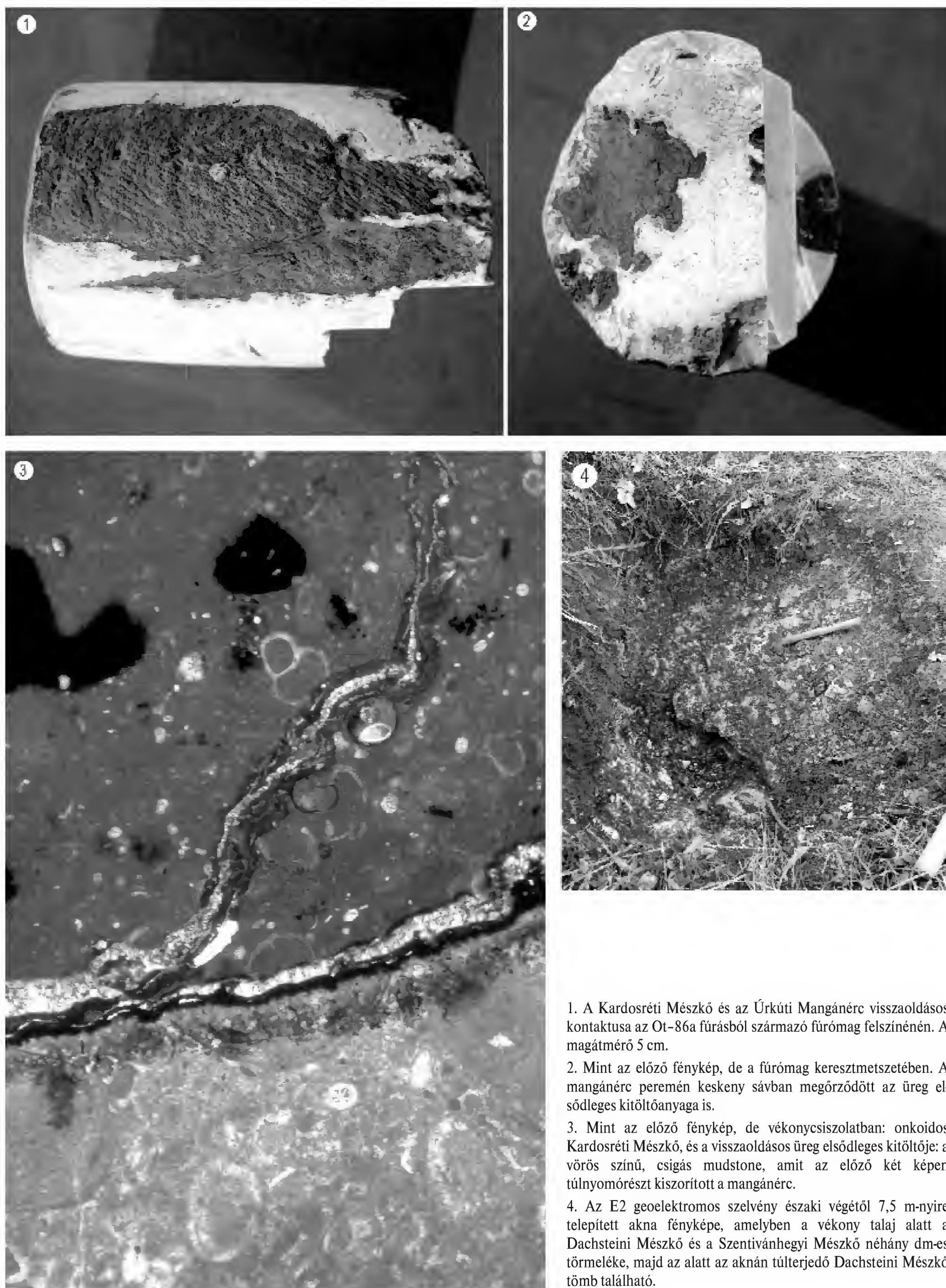


1. Tatai Mészkő foszlányai közvetlenül a Dachsteini Mészkő tömbökre települten a Nagyletakarítás déli részén.
2. Zirci Mészkő Formáció az Eperjes tetején lévő sziklafalban.
3. A Zirci Mészkő rudista héjat tömegesen tartalmazó Eperkéshegyi Tagozata az olaszfalui Eperjes tetői részén.





# IV. tábla — Plate IV




1. A Kardosréti Mészkő és az Úrkúti Mangánérc visszaoldásos kontaktusa az Ot–86a fúrásból származó fúrómag felszínénén. A magátmérő 5 cm.

2. Mint az előző fénykép, de a fúrómag keresztmetszetében. A mangánérc peremén keskeny sávban megőrződött az üreg elsődleges kitöltőanyaga is.

3. Mint az előző fénykép, de vékonycsiszolatban: onkoidos Kardosréti Mészkő, és a visszaoldásos üreg elsődleges kitöltője: a vörös színű, csigás mudstone, amit az előző két képen túlnyomórészt kiszorított a mangánérc.

4. Az E2 geoelektromos szelvény északi végétől 7,5 m-nyire telepített akna fényképe, amelyben a vékony talaj alatt a Dachsteini Mészkő és a Szentivánhegyi Mészkő néhány dm-es törmeléke, majd az alatt az aknán túlterjedő Dachsteini Mészkő tömb található.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
**138/1**, 49–60., Budapest, 2008

# A Hárshegyi Homokkő Formáció hidrotermális kifejlődései és azok kapcsolatai regionális földtani eseményekhez

GÁL Benedek, POROS Zsófia, MOLNÁR Ferenc

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Ásványtani Tanszék,
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C, molnar@abyss.elte.hu

## *Hydrothermal events in the Hárshegy Sandstone Formation and their relationships to regional geological processes, Buda Hills, Hungary*

Abstract

The distribution of the transgressive, coastal Hárshegy Sandstone Formation of the Middle Oligocene is strongly defined by the NNE–SSW striking Buda Line which forms the eastern boundary of its extension. The Buda Line was a palaeogeographic boundary in the Late Palaeogene and the location of intensive post-volcanic activity as well. (FODOR et al.1994). The sandstone is strongly silicified in the so-called Buda Zone which is a 5-20 km belt along the western side of the Buda Line (BÁLDI & NAGYMAROSI 1976). Stratigraphic and tectonic evidence suggests Late Kiscellian age for the silicification (BÁLDI & NAGYMAROSI 1976).

Hydrothermal formations in the typical facies of the Hárshegy Sandstone were studied in two reference areas: in the surroundings of Pilisborosjenő village (Köves Ridge and Ezüst Hill) and in the vicinity of Csobánka village (Majdán Saddle). In both areas, hydrothermal mineralization consists of chalcedony and barite veins as a product of two distinct hydrothermal events. Most of these veins are usually rather thin (1-5 cm thickness) and appear to be simple extensional fractures. However, occasional displacement can also be observed along the veins. The density of the veins is uneven. In the vicinity of Pilisborosjenő and especially on the Köves Ridge, siliceous veinlets form a dense stockwork, whereas the barite veins are more common on the Majdán Saddle where the frequency of the chalcedony veins is subordinate. The orientation of the chalcedony veins is dominantly WNW–ESE, and the orientation of the barite veins is NNW–SSE. The barite veins always cut through the chalcedony veins, clearly indicating their younger age. Considering the most simple extensional nature of the veins and their relative age relationships, their orientation fits with the model of stress-field variation during the Oligocene–Miocene (BADA et al. 1996, MÁRTON & FODOR 2003). Based on stratigraphic and structural evidence the age of the first phase (i.e. chalcedony veins) is late Early Oligocene, while the younger phase (i.e. barite veins) is Middle Miocene. These hydrothermal phases can be related to the Palaeogene and the Neogene volcanism in the Carpathian–Pannonian region.

The chalcedony veins often have argillic alteration selvage mainly consisting of kaolinite with a small amount of illite. Kaolinite is also present in the unmineralized sandstone and considered to be detrital in origin. Illite occurs only along the chalcedony veins suggests its hydrothermal origin. Limonite is also present in the alteration zone which is usually not wider than a few centimetres. In association with the chalcedony veins, two sulphide phases are present: pyrite and chalcopyrite. Pyrite forms euhedral crystals as inclusions in the quartz of the sandstone (cogenetic with the quartz) and amorphous masses in the intergranular spaces (cogenetic with the hydrothermal chalcedony veins). Chalcopyrite only appears in the intergranular spaces and can be considered as a hydrothermal mineral associated with the chalcedony veins.

Veins with barite do not contain other minerals and have sharp contact with the sandstone without an alteration halo. The barite veins have open spaces and therefore the crystals usually have an euhedral appearance. The barite crystals most commonly have simple orthorhombic-tabular morphology in most of the thin veins. However, a definite zoning in the distribution of the various habits of barite was observed in the major and thickest vein (approximately 2 m thick zone) on the Majdán Saddle. Variation of the crystal habit as a function of distance from the central hydrothermal zone probably reflects the variation of temperature and the saturation of the solution for barium and sulphate. This observation can be used in predictions with respect to the occurrence of major fluid flow zones which precipitated the barite in the sandstone. Fluid inclusion data suggest the barite was formed by the mixing of a saline fossil water (with high $Ba^{2+}$-concentration) and hot (up to 250 °C) ascending water with moderate salinity and higher sulphate-content, driven by magmatic heat-flow. This mixing resulted in cooling and a rise in salinity, which finally caused barite precipitation.

*Keywords: Buda Hills, Hárshegy Sandstone Formations, hydrothermal events, chalcedony, chalcedony cementation, barite, hydrothermal veins, fluid inclusions*

Összefoglalás

A késő-kiscelli (31 millió év) korú Hárshegyi Homokkőnek két kifejlődése ismert: típusos változata erősen kovásodott, kalcedon-telérekkel átjárt, melynek elterjedése a Budai-vonal menti néhány kilométer széles sávra korlátozódik. A formáció nem típusos kifejlődése alig, vagy egyáltalán nem kovásodott. Munkánk során a típusos kifejlődésű homokkövet ért hidrotermális képződményeket vizsgáltuk hat budai-hegységi területen. Ásványtani-, kőzettani- és szerkezetföldtani vizsgálatokat végeztünk, melyek alapján két hidrotermális eseményt különítettünk el. Az első esemény a homokkő korai kovás cementációját, valamint kalcedonrezetet eredményezett, melyhez egyéb ásványfázisok is kapcsolódnak (pirit, kalkopirit, illit). A második esemény baritereket hozott létre. A különböző erezetek irányai által meghatározott paleo-feszültségirányok jól illeszkednek a terület korábban meghatározott tektonikai modelljébe, és ezáltal a kovásodáshoz kapcsolódó esemény késő-kiscelli, míg a fiatalabb folyamat, a baritosodás kora-, középső-miocén korú. Az idősebb folyamat a paleogén korú, míg a fiatalabb a kora-miocén korú vulkanizmussal hozható összefüggésbe. A baritteléreken végzett fluidzárvány-vizsgálatok eredményei arra utalnak, hogy folyamatos kristályosodás közben az anyaoldatban töményedés és hűlés ment végbe, mely a magmatizmus által felhevített meteorikus oldatok és az üledékes rétegsor mélyebb részeiből feláramló fluidumok keveredésére utal.


*Tárgyszavak: Budai-hegység, Hárshegyi Homokkő Formáció, hidrotermális események, kalcedon, kovásodás, barit, hidrotermális erezet, fluidzárványok*

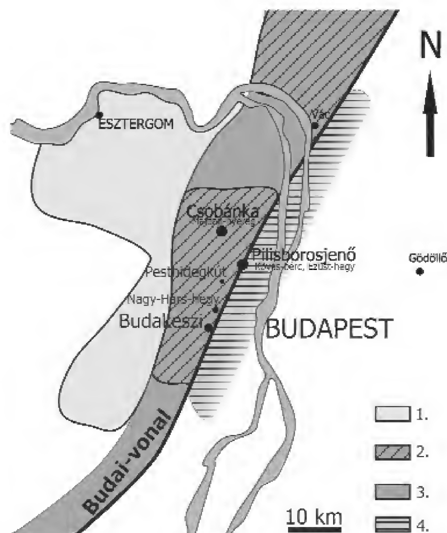
## Bevezetés

A jelen tanulmány a Hárshegyi Homokkövet ért hidrotermális folyamatokat mutatja be, a kőzetben előforduló hidrotermális telér-, és érhálózatok, továbbá kőzetátalakulási zónák újabb vizsgálata alapján. Több korábbi munka is foglalkozott a témakörrel (KASZANITZKY 1956; BÁLDI & NAGYMAROSI 1976), azonban számos kérdés megválaszolatlan maradt. Ilyen kérdések például a különböző hidrotermális folyamatok relatív és radiometrikus kora, valamint a hidrotermális képződményeket létrehozó oldatok eredete, kémiai jellege és egyéb fizikai paraméterei. A korábbi geokémiai felmérések (KORPÁS & HOFSTRA 1999) során kimutatott As–Sb anomáliák eredete szintén kérdéseket vetett fel. Munkánk során olyan ásványtani témakörök vizsgálatát is célul tűztük ki, mint például a különböző morfológiájú baritkristályok megjelenésének szabályszerűségei. Eredményeink alapján kísérletet tettünk a terület földtani fejlődéstörténeti modelljének egyes szakaszai és a hidrotermális események közötti kapcsolat feltárására is.

## Földtani háttér

A Hárshegyi Homokkő Formációt alapvetően transzgresszív helyzetű, tengerparti (litorális, szublitorális) környezetben lerakódott homok, kavicsos homok, agyagos homoktestek alkotják (BÁLDI et al. 1976). A homokkő kavicsanyaga metamorf és magmás eredetű, a Veporidákból származtatható (KASZANITZKY 1956). Vastagsága 150 – 200 méter között változik. Elterjedését nagymértékben meghatározza a BÁLDI & NAGYMAROSI (1976) által definiált Budai-vonal (*1. ábra*), amely a késő-eocéntől egyrészt ősföldrajzi határként értelmezhető, de másrészt fontos szerkezeti elem is, amely mentén jelentős hidrotermális tevékenység is végbement (FODOR et al. 1994).

A Hárshegyi Homokkő Formáció elterjedésének keleti határát a Budai-vonal képezi. Cementáló anyag szerint két nagy csoportba oszthatók a formáció képződményei, melyek bizonyos mértékig földrajzilag is elkülönülnek (BÁLDI & NAGYMAROSI 1976). A típusos kifejlődés a Budai-hegység területén, a Solymár–Pilisvörösvári-árokban, a Pilisben valamint a Dorogi- és Esztergomi-medence nyugati peremén terjed el, és előfordulásai meghatározzák a Budai-zónát, amely a Budai-vonal mentén és attól nyugatra található ÉK–DNy irányú, 5-20 km szélességű, délnyugat felé keskenyedő öv (BÁLDI & NAGYMAROSI 1976). A hidrotermális tevékenység erre a zónára korlátozódik, mely abban is megnyilvánul, hogy a vastagpados kifejlődésű, fehéresszürke, sárgásbarna, vörösesbarna durva homokkő, konglomerátum, finomhomokkő alkotta kőzet mátrixa kovás, a kőzetet kalcedon- és bariterek járják át. Makrofosszíliákban rendkívül szegény, de gyakoriak benne a növényi törmelékek és a teredós uszadékfák. A Hárshegyi Homokkő atipikus változata Tatabánya, Csordakút, Nagyegyháza, Mány, Zsámbék




**1. ábra.** A Hárshegyi Homokkő kovásodása a Budai-vonal mentén

1 – Nem kovásodott Hárshegyi Homokkő elterjedése; 2 – Kovásan cementált Hárshegyi Homokkő; 3 – A Hárshegyi Homokkő feltételezett elterjedése; 4 – Tardi Agyag elterjedése; 2-3 – Budai-zóna (BÁLDI & NAGYMAROSI 1976 nyomán)

***Figure 1.*** *Silicification of Hárshegy Sandstone Formation along the Buda Line*

*1 – Non-silicified Hárshegy Sandstone, 2 – Silicified Hárshegy Sandstone, 3 – Supposed extent of Hárshegy Sandstone, 4 – Tard Clay Formation; 2-3 – Buda Zone (after BÁLDI & NAGYMAROSI 1976)*

környékén fordul elő (KORPÁS 1981). Gyengén vagy egyáltalán nem kovás, jelentősen nagyobb az agyag- és aleurit frakció aránya, mint a típusos változatban, karbonáttartalma meghaladhatja a 10%-ot is. Hidrotermális erezet nem jellemző rá. A kötőanyag többnyire kalcit vagy limonit. Mindkét típus jellemző kísérőjeként a homokkő bázisán vörös-, tarkailletve tűzállóagyagok jelennek meg a fekü mélyedéseiben (KORPÁS 1981).

A formáció képződményeinek faunájával számos szerző foglalkozott (BÁLDI et al. 1976). Mind a települési helyzet, mind a fauna alapján a formációt a felső-kiscelli emeletbe sorolták.

A formáció eróziós- és szögdiszkordanciával települ a mezozoos vagy eocén feküre, de kivételes helyzetben a Tardi Agyag fedőjeként is megjelenhet. A formáció a Kiscelli Agyag transzgressziós bázisképződménye, valamint annak heteropikus, medenceperemi kifejlődése (BÁLDI et al. 1976).

## Vizsgálati módszerek

A terepbejárások során típusterületeket jelöltünk ki, melyeken belül részletesen vizsgáltuk a különböző hidrotermális képződmények és a befogadó kőzet kapcsolatát, a hidrotermális erezet egymáshoz viszonyított relatív korát, az ásványosodott repedések eloszlását, irányítottságát, valamint a mellékkőzet erek menti átalakulását. Különös figyelmet fordítottunk a repedéskitöltő ásványok morfológiai típusainak terepi eloszlására. A terepen azonosított érhálózatok, telérek és nyitott repedésrendszerek jellemzőit Freiberg-típusú kézi kompasszal mértük ki. A terepi megfigyelések alapján reprezentatív mintavételezést is végeztünk. E minták képezték a részletes ásványtani, kőzettani és fluidzárvány-vizsgálataink anyagát.

A reprezentatív kőzet- és ásványmintákon a részletesebb megfigyeléseket 10–40× nagyítású Nikon típusú sztereomikroszkóppal végeztük. E megfigyelések alapján kiválasztott mintákból a petrográfiai és fluidzárvány-vizsgálatok céljára polírozott, illetve kétoldalán polírozott vékonycsiszolatokat, továbbá porpreparátumokat és dekantálással leválasztott agyagfrakciókat készítettünk.

A petrográfiai vizsgálatokat áteső és ráeső fénymenetű Nikon és Zeiss Axioplan típusú polarizációs mikroszkópokon végeztük. A röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok Siemens D 5000 típusú szcintillációs detektorral felszerelt diffraktométeren, Θ-Θ üzemmódban, Cu-Kα gerjesztő sugárzással történtek. Az adatok kiértékeléséhez a PowderX szoftvert használtunk fel. A polírozott vékonycsiszolatokon pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokat is végeztünk AMRAY 18030i berendezés felhasználásával. Az elemzések EDAX+Moran típusú, INCA standardmentes energiadiszperzív rendszerben, 20 kV gyorsító feszültséggel történtek (detektálási idő: 100 s).

A fluidzárvány-vizsgálatok Chaixmeca típusú hűthető-fűthető mikroszkópi tárgyasztalon történtek. A műszer mérési tartománya -180- tól 600 °C-ig terjed. Kalibrálását -56,6, 0 és 375 °C-on végeztük szintetikus fluidzárványok és desztillált víz felhasználásával. A mérési pontosság magas hőmérsékleten ±1 °C, alacsony hőmérsékleten ±0,1 °C volt. A fűthető-hűthető tárgyasztalt Leitz Orthoplan típusú, hosszú gyújtótávolságú objektívekkel felszerelt mikroszkópra szereltük, és a vizsgálatokat 400–800× nagyítás mellett végeztük.

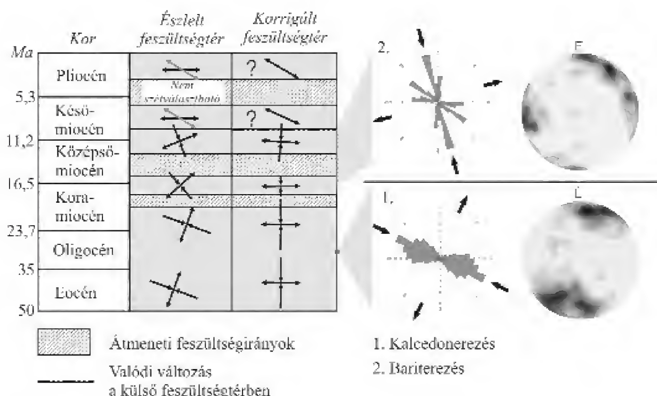
## Eredmények

### *A hidrotermális kifejlődések általános jellemzői*

A Hárshegyi Homokkő hidrotermális átalakulása BÁLDI & NAGYMAROSI (1976) szerint a Budai-vonal mentén, illetve egy, az általa meghatározott 5–20 km széles zónában a legjelentősebb, melyet Budai-zónának nevez. Ebből kiindulva terepi észleléseink során több, erre a területre eső előfordulást kerestünk fel, melyek a következők voltak: Köves-bérc és Ezüst-hegy (Pilisborosjenő), Majdán-nyereg (Csobánka), Tök-hegy és környéke (Pesthidegkút), továbbá a Nagy-Hárs-hegy és Budakeszi környékén több feltárás (*1. ábra*). Megfigyeléseink alapján ezek közül a Köves-bérc és a Majdán-nyereg területét érintette a legintenzívebb hidrotermális átalakulás, de ezen kívül jelentős hidrotermális tevékenység nyomai észlelhetők a Nagy-Hárs-hegyen és az Ezüst-hegyen is. Részletes feldolgozásra az előbbi két területet választottuk. Itt mind a kalcedon, mind a bariterek gyakorisága lehetővé tette a kétféle erezet korrelálását. A többi előfordulásnál csak igen alárendelten észlelhetők hidrotermális képződmények, főleg vékony kalcedonerek formájában.

A pilisborosjenői Köves-bércen számos kisebb kőfejtőudvar tár fel típusos Hárshegyi Homokkövet. A kőzet itt közép-durvaszemcsés, jól osztályozott, helyenként kavicsos, sárgásvörös, kovásan cementált, vastagpados (0,5–1,5 m), makrofosszíliát nem tartalmaz. A kőzetet törésekhez kapcsolódóan kalcedon- és bariterek járják át, melyek mentén helyenként elmozdulás is történt. A milliméteres-centiméteres vastagságú zárt kalcedonerek több helyen, jól meghatározott csapású, több méter széles zónákban koncentrálódnak (*I. tábla, 1–2. kép*). Az erek sokszor rozsdabarna, limonitos színezetűek, melyet feltehetőleg főleg a helyenként megfigyelhető, 1 mm alatti piritszemcsék oxidációja okoz. Több helyen a kalcedon erek mentén néhány cm-es zónában a kőzetben agyagásványos szegélyt figyeltünk meg. A bariterek milliméteres–centiméteres vastagságú, gyakran nyitott, félig nyitott repedésekhez kapcsolódnak, melyek elszórtan jelennek meg a területen. A bariterek minden esetben elmetszik a kalcedonereket, és szinte mindig eltérő irányhoz kapcsolódnak. Előfordul ugyanakkor az is, hogy baritér közvetlenül a kalcedonér mentén felnyílt repedéshez kapcsolódik.

A Csobánkától keletre elhelyezkedő Majdán-nyeregben található kőfejtő két nagy bányaudvarból áll, melyek közt a szintkülönbség 10–15 m. A típusos Hárshegyi Homokkő itt finomabb szemcsés, mint a Köves-bércen (apró-közép-




**2. ábra.** A Dunántúli-középhegységben észlelt egykori feszültségirányok és forgási események (MÁRTON & FODOR 2003 nyomán), a Hárshegyi Homokkő hidrotermális erezeteinek irányai a vizsgált területen és lehetséges koruk

1 – kalcedonerek (n=239), 2 – bariterek (n=62)

***Figure 2.** Observed stress field variation in the Transdanubian Range (after MÁRTON & FODOR 2003), directions of veins in Hárshegy Sandstone, and their possible age*

1 – chalcedony veins (n=239), 2 – barite veins (n=62)

szemcsés homokkő), durvaszemcsés, kavicsos közbetelepülések nem találhatók benne, viszont agyagos szintek előfordulnak. A homokkő színe vörös, vastagpados kifejlődésű, törésekkel és kalcedonerekkel sűrűn átjárt, valamint bariterek is észlelhetők benne. A milliméteres–centiméteres vastagságú kalcedonerek itt is több helyen rozsdabarnavörös színűek és a bariterek átvágják őket. A felső bányaudvarban egy 325–145° csapású, vertikális, 1,5-2 m széles, többgenerációs vetőkarcokkal jellemzett töréses zónához kötötten nagy mennyiségben található barit. A barit kristályokon négy morfológiai típust különítettünk el, melyek eloszlása a töréses zónától távolodva jól megfigyelhető zonációt mutat (l. alább).

A vizsgált területek kalcedonereiből mért csapásirányok legnagyobb része 265–315° – 85–135° tartományba esik, a dőlésszögértékek pedig 50–90° között változnak. A bariterek csapásirányai sokkal szélesebb tartományban szórnak, azonban így is elmondható, hogy a fő csapásirány a kalcedonerekhez képest északiasabb (345–355° – 165–175°). Dőlésszögük ugyancsak 50–90° közé esik (*2. ábra*).

## *A kalcedonerezek ásványtani jellemzői*

A kalcedonerek a homokkő hidrotermális fluidumok által erőteljesebben cementált részeit alkotják, tehát a már kismértékben cementált homokkőben feszültség hatására gyengeségi zónák keletkeztek egyenetlen felületű repedések formájában. Míg az erektől távoli homokkőben a szemcsék közti cementáló kovaanyag nem tölti ki teljesen a pórusteret, addig az erekben minden szemcseközi tér finomszemcsésszálas kalcedonnal töltődött ki. Az erekben a kvarcszemcséken továbbnövekedést nem észleltünk, és helyenként néhány szemcse erősen töredezett, felmorzsolódott. A kovacementen kívül mind az erekben, mind a homokkőben, kis mennyiségben limonitos cementanyag is jelen van. Az erekben, a szemcseközi térben a kalcedonhoz kis menynyiségű (<0,1 %) szulfidásvány, főleg pirit, illetve alárendelten kalkopirit társul. A szulfidszemcsék mérete max. 200 μm. A piritkristályok kb. fele idiomorf, négyzet illetve hatszöges átmetszetű szemcséket alkot, másik része kvarcszemcséket bekérgező halmazként jelenik meg. Sok helyen a pirit nagy része oxidált, helyén limonitos halmazok, pszeudomorfózák jöttek létre. Pirit ugyanakkor nem csak a szemcseközi térben, hanem a kőzetalkotó kvarcszemcsékben üde, négyzet átmetszetű zárványként is előfordul.

A pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok kiderítették, hogy a szulfidfázisok a fő alkotóelemeken kívül nem tartalmaznak kimutatható mennyiségű helyettesítő elemeket. Ez érvényes mind a szemcseközi, mind a zárványként jelen levő szulfidokra. A pirit oxidációjának folyamata jól nyomon követhető a visszaszórt elektronképeken. A Köves-bércről származó mintákban csak pirit oxidációja észlelhető, baritkiszorítás nélkül. A Majdánnyeregből gyűjtött mintákban a pirit első lépésben vasoxiddá esett szét, majd helyét finomszemcsés barit töltötte ki. Itt a barit a szemcseközi térben is megjelenik nagyon finomszemcsés (fénymikroszkópban nem észlelhető) cementáló fázisként. E megfigyelések összhangban vannak a terepi észlelések eredményeivel, miszerint a barit képződése egy későbbi hidrotermális eseményhez kapcsolható.

BÁLDI & NAGYMAROSI (1976) megállapították, hogy a befogadó kőzetben az agyagfrakcióból csak kaolinit mutatható ki. Kérdés volt, hogy vajon csak a befogadó kőzetben jelenlévő, detritális és/vagy diagenetikus eredetű kaolinit van jelen a kalcedonerek közelében, vagy hidrotermális hatásra más agyagásványok is képződtek. Ennek kiderítésére agyagásvány-szeparátumot készítettünk közvetlenül egy kalcedon ér melletti agyagásványban dúsabb zónából. A kiértékelt felvétel alapján a kalcedonerek átalakulási szegélyében a kaolinit mellett kis mennyiségben illit is előfordul. Az illit jelenlétét a pásztázó elektronmikroszkópos megfigyelések is alátámasztották: a kalcedonerek melleti agyagásványos halmazok 4×4 mikrométeres területéről készített felvételek a kálium több százalékos jelenlétét bizonyították. A szemcseközi térben a durva rostos megjelenésű kaolinitet (K-mentes fázist) és finomszemcsés illitet (K-tartalmú fázist) azonosítottunk.

## *A bariterek ásványtani jellemzői*

A bejárt területek közül három helyen észleltünk a Hárshegyi Homokkőben húzódó baritérezetet: a pilisborosjenői Ezüst-hegyen és Köves-bércen, illetve a Csobánka melletti Majdán-nyeregben. Az erezetben a baritkristályok

szinte mindig fenn-nőttek, csak ritkán töltik ki a teljes repedést, így jól tanulmányozható a rombos rendszerű kristályok morfológiája. Az Ezüst-hegyen csupán milliméter alatti, {001} szerint táblás, fehér, átlátszatlan kristályokat észleltünk. Változatosabb kifejlődésben a Kövesbérc és a Majdán-nyereg teléreiben jelenik meg a barit. E két területen legjellemzőbb megjelenési forma az egyszerű táblás kristályalak a domináns {001} véglap és az {110} prizma jelenlétével. A MAKLÁRI (1940) által kidolgozott osztályozási rendszerben ez a „rombos-táblás típus"-nak felel meg. E kristályokon ritkán az {102} prizma is megjelenhet. A Köves-bércen kizárólag ez a típus fordul elő. A kristályok színe itt átlátszó sárgásbarna.

A bariterezet a vizsgált területeken mindenütt szórványos megjelenésű, a csobánkai Majdán-nyereg kivételével. Itt a felső bányudvarban feltárt töréses zóna központi részén 40 cm széles, tektonikus eredetű breccsa található, melyet 0,5–1 cm-es táblás, illetve nyúlt kristálymorfológiájú barit cementál. A breccsa melletti repedezett zónában durvaszemcsés (legfeljebb 2 cm-es), egyszerű, fenn-nőtt táblás kristályok találhatóak nagy tömegben. Az ezt követő külsőbb zónában kisebb, 0,5–1 cm-es nyúlt, tompított élű kristályok találhatóak a felnyílt repedések falain. A breccsás zónától legtávolabb eső részeken a homokkő kisebb repedéseiben átlátszatlan, rozettás, lemezes habitusú, 1–3 mm nagyságú baritkristályok jelennek meg. Összességében tehát jól megfigyelhető, hogy a központi résztől kifelé haladva a baritkristályok mérete és habitusa változik. Megfigyeléseink alapján tehát a telérképződés 4 fázisa különíthető el:

— Elsőként a vető mentén feltöredezett kőzet tág repedéseiben váltak ki b-tengely szerint nyúlt, hegyes habitusú 0,5–1 cm nagyságú kristályok. Domináns forma a {001} véglapon és {110} prizmán kívül az {102} prizma. A {011} prizma mindig megjelenik, az {111} rombos dipiramis ritkán jelentkezik („érc-típus", MAKLÁRI 1940) (*I. tábla, 3. kép*).

— A második fázisban (amely tulajdonképpen folyamatosan fejlődött ki az elsőből) a kőzet töredezése már breccsásodást eredményezett, a létrejött breccsát barit cementálja. A breccsásodás elsősorban tektonikus eredetű, de valószínűleg a fluidumáramlás is segítette a kőzetfragmentumok mozgását. Az ekkor kivált 0,3–0,5 cm nagyságú kristályok között megtalálhatóak az egyszerű rombos-táblás megjelenésű formák illetve átmeneti alakok az első fázis „érc-típusa" és a „rombos-táblás" megjelenési forma között: az {102} és {011} prizmák eltűnnek, de néha megjelenik az {111} rombos dipiramis (*I. tábla, 4. kép*).

— A harmadik fázisban a breccsásodást követően egy nagy töréssík nyílt fel, amiben egyszerű rombos-táblás kristályok növekedtek, melyeken ritkán megjelenhet az {102} prizma. A kristályok nagysága 1–2 cm között változik (*I. tábla, 5. kép*).

— Utolsó fázisként a központi résztől távoli, keskeny repedésekben 1–5 mm-es, fehér, átlátszatlan, lemezes baritkristályok növekedtek (*I. tábla, 6. kép*).

Általános tendencia, hogy a korábbi kiválású kristályoknak bonyolultabb, több lapból álló, és nyúltabb habitusa van. A központi feláramlási zónától távolodva illetve időben előrehaladva a kristályosodás során egyre egyszerűbb, táblás, majd egészen lemezes kristályok növekedtek.

A bariterezet és a befogadó kőzet kapcsolatáról megállapítható, hogy az erek mindig éles váll-lappal érintkeznek a kőzettel, és a homokkőben nem mutatható ki kőzetátalakulás.

## *A bariterek fluidzárvány-vizsgálati eredményei*

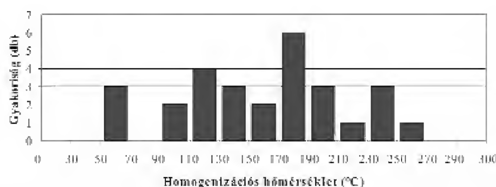
Az általunk vizsgált területeken előforduló barittípusok közül csak a Majdán-nyeregben található durva, táblás kristályok bizonyultak alkalmasnak fluidzárvány-vizsgálatra. Mikroszkópi vizsgálat során kétféle zárványtípust azonosítottunk:

— Elsődleges (az ásvány képződésével egy időben csapdázódott), kétfázisú folyadék-gáz zárványok, melyek legnagyobb átmérője 15–60 μm között változik. A kristályokban elszórtan, repedésekhez nem kötötten helyezkednek el. Szobahőmérsékleten a gázfázis és folyadékfázis aránya átlagosan 15/85 és 30/70 között váltakozott. E zárványok rendszerint izometrikus, a barit kristályformáját közelítő alakúak.

— Másodlagos, egyfázisú folyadékzárványok, melyek a baritot szelő repedésekhez kapcsolódva jelennek meg. Méretük tág intervallumban változik, alakjuk nagyon változatos a befogódásuk után végbement alakváltozási folyamatok miatt.

Az elsődleges kétfázisú zárványokon homogenizációs és krioszkópos vizsgálatokat végeztünk. A homogenizáció igen széles hőmérsékleti intervallumban (53–250 °C), minden esetben a folyadék fázisban történt. A homogenizációs hőmérsékletek gyakorisági eloszlása polimodális. A leggyakoribb homogenizációs hőmérsékletek 170 és 190 °C közöttiek, emellett nagyobb az adatsűrűség még az 50–70 °C, 110–130 °C és a 230–250 °C közötti hőmérséklettartományban (*3. ábra*).

A fagyasztásos vizsgálatok során a folyadékzárványokban képződő jégfázis olvadáspontját határoztuk meg. Az eutektikus olvadási hőmérsékletet nem tudtuk megbízhatóan detektálni a zárványoldatok kis sótartalma miatt. A mért olvadáspontadatokból FLINCOR szoftver segítségével számítottuk ki a szalinitásértékeket (BROWN 1989). Az így kapott sótartalom értékek főként 1–3 NaCl ek-



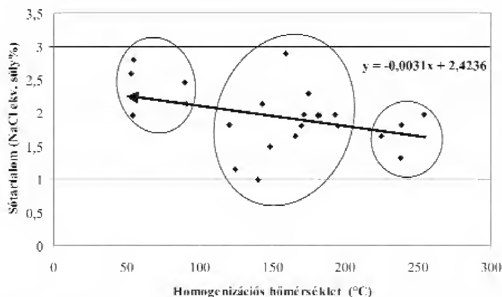

**3. ábra.** A homogenizációs hőmérséklet-eloszlási diagram a Majdán-nyereg területén (n=28)

***Figure 3.*** *Distribution of homogenization temperatures in Majdán Saddle (n=28)*

**I. táblázat.** A fluidzárványok mért adatainak összefoglaló táblázata (homogenizációs hőmérséklet, jég olvadáspont, sótartalom)

***Table I.*** *Measured fluid inclusion data: homogenization temperature, ice melting point, salinity*

| T hom. (°C) | T jég olv. (°C) | NaCl ekv. súly% |
|---|---|---|
| 53 | -1,6 | 2,6 |
| 54 | -1,2 | 1,97 |
| 54,8 | -1,7 | 2,8 |
| 90,1 | -1,5 | 2,46 |
| 91,1 | -1,3 | 2,14 |
| 117,4 | | |
| 120,2 | -1,1 | 1,82 |
| 124,4 | -0,7 | 1,16 |
| 125 | | |
| 140,3 | -0,6 | 0,99 |
| 143 | -1,3 | 2,14 |
| 148,5 | -0,9 | 1,49 |
| 159,2 | -1,8 | 2,9 |
| 165,9 | -1 | 1,65 |
| 170 | -1,1 | 1,81 |
| 170,2 | | |
| 172 | -1,2 | 1,98 |
| 174,7 | -1,4 | 2,3 |
| 181,4 | -1,2 | 1,97 |
| 182,3 | -1,2 | 1,97 |
| 193,2 | -1,2 | 1,98 |
| 195 | -1,1 | 1,81 |
| 208 | | |
| 215 | | |
| 225 | -1 | 1,65 |
| 238,2 | -0,8 | 1,32 |
| 238,3 | -1,1 | 1,82 |
| 241 | | |
| 254,2 | -1,2 | 1,98 |




**4. ábra.** Sótartalom értékek a homogenizációs hőmérsékletadatok függvényében, feltüntetve a számított trendvonalat

***Figure 4.*** *Cross-plot between homogenization temperatures and salinities of measured fluid inclusions with the calculated trend*

vivalens súly% (a teljes szalinitás NaCl-ban kifejezve) között változnak (*I. táblázat*).

A homogenizációs hőmérsékletek és a zárványok szalinitásának összefüggéseit vizsgálva megállapítható, hogy az elsődleges zárványokon belül három generáció különíthető el. A két szélső csoport (50–70 °C, 2–2,6 NaCl ekvivalens súly% illetve 230–255 °C, 1,3–2 NaCl ekvivalens súly%) szűkebb homogenizációs hőmérséklet- és szalinitástartományba koncentrálódik, míg a középső generáció változatos szalinitás- és homogenizációs hőmérsékletadatokkal jellemezhető. Általános tendenciaként körvonalazható, hogy a három elsődleges zárványgeneráció között a homogenizációs hőmérséklet csökkenésével nő a sótartalom (*4. ábra*).

## Az eredmények értelmezése

### *A hidrotermális folyamatok elterjedése, szerkezetföldtani jellemzői és kapcsolatuk a terület földtani fejlődéstörténetéhez*

Általában megállapítható, hogy a Hárshegyi Homokkőben a kalcedonerek gyakorisága sokkal nagyobb, jelenlétük általánosabb, mint a baritereké, ami arra utal, hogy a kovásodást eredményező folyamatok nagyobb, regionális mértékben, míg a baritosodást létrehozó folyamatok kisebb mértékben hatottak. A barit- és kalcedonerek két jól elkülönülő eseményt képviselnek, mivel a bariterek minden esetben elmetszik a kalcedonereket vagy reaktiválódott repedések mentén válnak ki, továbbá a kalcedonerekhez kapcsolódó enyhe mellékkőzet-átalakulás a bariterek mentén nem tapasztalható, és végül a kétféle erezet irányultságban is jól elkülönül.

A hidrotermális tevékenység erősségének térbeli eloszlásáról az általunk bejárt területek alapján megállapítható, hogy az a Pilis déli területein, illetve a Budai-hegység északi területein a legerősebb. A hidrotermális tevékenység mértékét az ásványosodott repedések gyakoriságával közelítettük (mérési adataink mennyisége is ehhez igazodik). Dél felé haladva Budakeszi környékén már csak elszórtan találtunk kalcedonereket, a kőzet kovás cementációja is gyengébb. Ez a földtani kép némileg ellentmond BÁLDI & NAGYMAROSI (1976) megállapításának, miszerint a Hárshegyi Homokkő hidrotermális átalakulásának intenzitása dél felé növekszik, bár az említett szerzők nagyobb léptékű változásokra utalnak, nem tesznek említést a Budai-hegységen belüli tendenciákról.

A kovás cementáció mértéke erős összefüggést mutat a kalcedonerek gyakoriságával. Ez arra enged következtetni, hogy a cementáló kovaanyag és az ereket kitöltő kalcedon eredete megegyező lehet, ami egybevág BÁLDI & NAGYMAROSI (1976) következtetéseivel. A kalcedonerek gyakori limonitos elszíneződése igen elterjedt jelenség, ami szulfidásvány (pl. pirit) utólagos oxidációjával magyarázható.

A vizsgált területek kalcedonereiből mért csapásirányok döntően NyÉNy–KDK irányúak, ez egybevág az irodalomban korábban közölt adatokkal (BÁLDI & NAGYMAROSI 1976,

FODOR et al. 1994). Ebből arra következtethetünk, hogy az erek keletkezésekor fennálló feszültségtér regionálisan egységes volt. A baritos erezet szintén nagy mértékű egyezést mutatnak a három vizsgált területen. Megfigyelhető, hogy a csapásirány-adatok egy része a kalcedonerezettel egybeesik, azonban jelentős részük ennél északiasabb irányt mutat. Mivel a baritot létrehozó esemény biztosan fiatalabb a kalcedonerezetet produkáló folyamatnál, feltételezhetjük, hogy a megváltozott feszültségtérben az új irányoknak megfelelő repedések mellett a korábbi feszültségtér által létrehozott gyengeségi zónák mentén is felnyíltak vagy reaktiválódtak repedések.

Ahhoz, hogy a szerkezetföldtani adatokat részletesebben értelmezhessük, tekintsük át a területre vonatkozó tektonikai események sorát a kora-oligocéntől a késő-miocénig (BADA et al. 1996, MÁRTON & FODOR 2003) (*2. ábra*): A kora-oligocénre az észlelt feszültségtér korábbi K–Ny-i kompresszióirányához képest mintegy 30–40°-kal az óra járásával megegyező irányban elfordult. Ez a helyzet (NyÉNy–KDK irányú kompresszió és erre merőleges extenzió) a késő-oligocénig (BADA et al. 1996), illetve a kora-miocén közepéig (MÁRTON & FODOR 2003) fennállt. A középső-miocén végére ÉÉNy–DDK irányú kompresszió és erre merőleges extenzió, a késő-miocén–pliocénre már Ny–K-i illetve NyÉNy–KDK-i irányú extenziós erőtér észlelhető. A feszültségtér vizsgált időtartamon belüli, óra járásával megegyező irányú látszólagos elfordulását a terület az Alcapa-egység részeként végzett, óra járásával ellentétes irányú forgása eredményezte az Apuliai-lemez északkeletre nyomulása következtében (MÁRTON & FODOR 1995, 2003). Mivel a külső feszültségtér a területen az eocéntől a kora-miocén végéig stabil, a kőzetlemez forgása miatt a feszültségtér ezzel ellentétes irányban látszólag elmozdul. A külső erőtér valós elmozdulása csak a késő-miocén elejére tehető. (Az eredeti, külső feszültségtér komponenseinek irányait paleomágneses adatokkal való korrekcióval kaphatjuk meg.)

A kalcedonerezetet és a formáció kovásodását létrehozó folyamat korára a sztratigráfiai bizonyítékok is engednek következtetni. Mivel a formáció fedőjében található kőzetek (pl. a Kiscelli Agyag Formáció) egyáltalán nem érintettek a kovásodás által, a folyamat mindenképpen e kőzetek lerakódását megelőzően, legfeljebb a késő-kiscelliben kellett lejátszódjon (BÁLDI & NAGYMAROSI 1976). Erre az időszakra jellemző feszültségtér irányai a következők voltak: NyÉNy–KDK irányú kompresszió és ÉÉK–DDNy irányú extenzió (FODOR et al. 1992, BADA et al. 1996, MÁRTON & FODOR 2003). Általában a fő repedések az extenzió irányokra merőlegesen, illetve ezzel kis szöget bezárva, mint segédtörések jelennek meg. Az erre az időszakra jellemző feszültségirányokat (BADA et al. 1996) összevetve a kalcedonerek irányaival (azokat egyszerű extenziós repedésekként értelmezve) jó egyezést kapunk, ami alátámasztja a korábbi feltételezéseket, miszerint a kovásodás a kiscelli korszak végéig befejeződött.

A bariterezet esetében a kérdés megválaszolása jóval nehezebb. Az újonnan felnyílt, (nem reaktiválódott) baritos repedések csapásirányai (ÉÉNy–DDK) a feszültségtér óramutató járásával megegyező irányú rotációjára engednek következtetni. Ez alapján a baritereket létrehozó eseményt feszültségtér szempontjából mind a kora-miocén végi (~19–14,5 millió év), mind a középső-miocén végi (14,5–11 millió év) fázisba be lehet sorolni (*2. ábra*). Ez ellentmond BÁLDI & NAGYMAROSI (1976) véleményének, akik szerint a baritosodás befejező dátuma megegyezik a kovásodás végével, ami a kiscelli korszak vége. Tény, hogy fiatalabb képződményekben nincs adat bariterek jelenlétére.

### *A hidrotermális folyamatok fizikai-kémiai jellemzői*

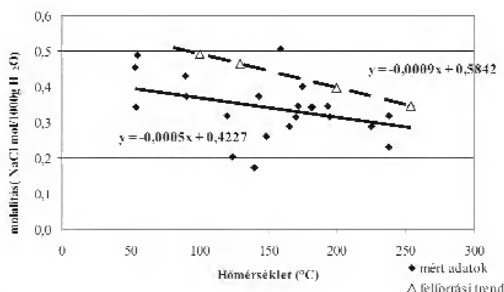
Vizsgálataink során a homokkőben a kaolinit és illit előfordulását azonosítottuk a kalcedonerek mentén. A korábbi részletes kutatások (BÁLDI & NAGYMAROSI 1976) bizonyították, hogy az erektől távol, a kőzetben regionális elterjedésben kizárólag egyféle agyagásvány, a kaolinit van jelen. Tehát a kaolinit detritális és/vagy diagenetikus eredetű. Az utóbbi esetben feltételezhető, hogy az eredeti pórusvíz a jelenlevő szervesanyagok bomlása miatt savassá válhatott, ami a kaolinit képződésének kedvezett. Ezzel szemben az illit képződését általában neutrálishoz közeli pH-jú, 50–200 °C-os körülmények segítik elő (AJA et al. 1991). Ezek a paraméterek mind diagenetikus környezetben (eltemetődés során), mind hidrotermális folyamatok során adottak lehetnek. Egy kőzet eltemetődése során a diagenetikus illit legnagyobbrészt a katagenezis szakaszában, azaz 35–65 °C és kb. 1200 m-es mélységtől akár 150 °C-ig és 4–5000 m-es mélységig képződik (SINGER & MÜLLER 1983). Ezek a szélsőséges körülmények (különösen az eltemetődés mértéke), még ha a legsekélyebb, ~1000 m-es eltemetődési mélységet vesszük is alapul, valószínűleg nem álltak fent a Hárshegyi Homokkő esetében. Erre bizonyítékul az szolgál, hogy a kvarcszemcsék nyomási oldódásának, diagenetikus továbbnövekedésének nincs nyoma a kőzetben (BÁLDI & NAGYMAROSI 1976).

Hidrotermális rendszerekben képződhet illit akár csak néhány száz méter mélységben is, ha a rendszerben jelenlevő oldatok kemizmusa és hőmérséklete megfelelő. A Hárshegyi Homokkő esetében sokkal inkább valószínűsíthetjük az illit hidrotermális eredetét, már csak abból a megfontolásból is, hogy diagenetikus eredete esetén a kőzetben többé-kevésbé egyenletes eloszlásban kellene megjelennie, azonban tapasztalataink szerint előfordulása a kalcedonerek közvetlen környezetére korlátozódik. Az a tény, hogy az ereket befogadó kőzetmátrixban nem mutatható ki illit (pedig valamennyire az egész kőzetet érintette a hidrotermális tevékenység) azzal magyarázható, hogy az egykori repedések mentén sokkal intenzívebbé vált a fluidáramlás, ezzel nagyobb lett a fluid-kőzet kölcsönhatás mértéke, mint a korai cementációs fázisban. A kőzetben jelenlevő kevés káliumtartalmú ásvány (pl. földpát és csillám) átalakulásából felszabaduló kálium így illitképződés során kötődött meg.

A kalcedonerekhez kapcsolódóan piritesedést is kimutattunk. A Majdán-nyeregben észlelt oxidációs folyamat, amely során a piritet vasoxidok, majd az oxidációt követően barit szorítja ki, nem felszíni folyamat eredménye. A barit oxidált kéntartalma közvetlenül származhat a piritből, azonban KASZANITZKY (1956) modelljével ellentétben a kőzetben kivált összes barit kéntartalma valószínűleg nem származtatható, mivel a kalcedonerekben a pirit mennyisége erősen alárendelt. Ezért feltételezhetjük, hogy a barit képződését hozó feláramló oxidatív oldatnak jelentős mennyiségben kellett tartalmazniaként szulfátion formájában és a kalcedonerekkel együtt kivált piritet a későbbi baritosodást okozó oldat oxidálta. Ez azt is bizonyítja, hogy az egykor felnyílt kalcedonnal cementált repedéseket a későbbi hidrotermális oldatok újra átjárták, a repedések reaktiválódtak. Mivel a Köves-bércen nem észleltünk baritos kiszorítást, ezért ott a kalcedonerek limonitosodása az erekkel kogenetikus szulfidfázisok felszíni oxidációjával magyarázható.

A barit képződéséhez köthető hidrotermális oldatok fluidzárvány-vizsgálatok alapján rögzített hűlése és töményedése arra enged következtetni, hogy a Majdán-nyeregben megfigyelt baritmorfológiai változékonyság kapcsolatban lehet az anyaoldat tulajdonságaival. Elsősorban a képződési hőmérsékletet tartjuk jelentős befolyásoló tényezőnek, hiszen a Majdán-nyeregben mind a központi feláramlási zónától távolodva, mind a folyamat során időben előrehaladva a hőmérséklet változhatott legnagyobb mértékben. Mivel a Hárshegyi Homokkövet csak kis mélységű eltemetődés érte (BÁLDI & NAGYMAROSI 1976) és a baritkristályok nyílt repedésekben találhatóak, feltételezhetjük, hogy a baritképződés alacsony nyomású (maximum néhány tíz bar) hidrosztatikus körülmények között ment végbe. Ebben az esetben a fluidzárványok homogenizációs hőmérséklete gyakorlatilag megegyezik a csapdázódás hőmérsékletével. Ezek alapján megállapítható, hogy a fluidum, amelyből a barit kicsapódott az ásvány kiválása során kb. 250 °C-ról 50 °C-ra hűlt le. Az ellentétes irányú folyamat kizárható, mivel egy alacsony hőmérsékleten (pl. 50 °C) csapdázódott zárvány biztosan dekrepitálódik (felnyílik) egy jóval melegebb (pl. 230 °C) fluidummal való kölcsönhatás következtében (sekély mélységű hidrosztatikus körülmények között). A hűlési folyamat magyarázható a kőzet és a nála melegebb fluidum kölcsönhatásával, valamint hidegebb oldattal való keveredéssel.

A hidrotermális folyamatok során a barit anyaoldatának töményedését többféleképpen is lehet magyarázni. Bekövetkezhet töményedés akkor, ha az eredetileg homogén összetételű oldat gőznyomása eléri, vagy meghaladja a körülötte levő nyomást. Ekkor felforrás megy végbe, így az oldat heterogén fázisállapotú lesz, és szétesik egy kis sűrűségű részre, amely a folyadék telített gőzét tartalmazza, valamint egy nagy sűrűségű, folyadék fázist tartalmazó részre. A felforrás során a gőzfázisba elhanyagolható mennyiségű NaCl távozik, így a folyadékfázis töményebb lesz, mint a felforrás előtt. Ennek ábrázolása céljából megszerkesztettük a kiindulási oldat felforrása során változó sókoncentrációját




**5. ábra.** A 250 °C-os 0,35 mol/kg töménységű feltételezett kiindulási oldat sókoncentrációjának felforrás során fellépő, hőmérsékletfüggő változását leíró görbe és a fluidzárványok mikrotermometriai eredményeire illeszthető görbe viszonya

***Figure 5.** Variation of salinity with changing temperature of a supposed solution with 250 °C and 0.35 mol/kg original parameters during boiling process (upper curve) and calculated trend based on fluid inclusion data (lower curve)*

leíró görbét (*5. ábra*). A görbét a tiszta víz entalpia értékeiből számítottuk, mert az oldat elegendően híg, valamint 0-nak vettük a gőzfázisba távozó klorid-ion mennyiségét, mert az a gőzfázisba elhanyagolható mennyiségben lép be a felforrás során.

A számítást a következő egyenletek alapján végeztük:

$$H_{fk} = y*H_{gv}+(1-y)*H_{fv} ,$$

ahol

$H_{fk}$: folyadékfázis entalpiája a forrás kezdetekor,

y: keletkező gőzfázis mennyisége,

$H_{gv}$: képződő gőzfázis entalpiája a felforrás végén,

$H_{fv}$: maradék folyadékfázis entalpiája a felforrás végén.

$$Cl_{fk} = y*Cl_{gv}+(1-y)*Cl_{fv} ,$$

ahol

$Cl_{fk}$: kloridion mennyisége a folyadékfázisban a forrás kezdetekor,

y: keletkező gőzfázis mennyisége,

$Cl_{gv}$: a gőzfázisba távozó kloridion mennyisége a felforrás során (elhanyagolható),

$Cl_{fv}$: kloridion mennyisége a folyadékfázisban a felforrás végén.

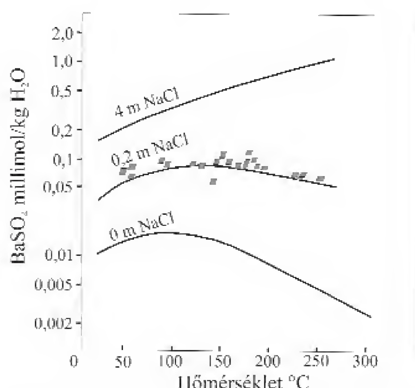
Az ábráról leolvasható, hogy a fluidzárványokon mért homogenizációs hőmérséklet- és szalinitásértékek nem illeszkednek a felforrási körülményekre számolt, töményedést leíró görbére, hanem alatta helyezkednek el. Ez azt jelenti, hogy felforrás esetén jelentősebb töményedésnek kellett volna végbemennie az anyaoldatban. Ez azonban nem áll fenn, tehát csak felforrással a töményedés és hűlés nem magyarázható. Felforrás a petrográfiai megfigyelések alapján is kizárható, mert nincs heterogén befogódásra utaló, zárványonként szélsőségesen változó folyadék-gáz fázisarány.

A baritkitöltések anyaoldatainak töményedése úgy is magyarázható, hogy egy kis sótartalmú fluidum nagyobb szalinitású rétegvízzel (fosszilis vízzel) keveredik. Két oldat keveredése ugyan gátolhatja is a barit kiválását a hígulás miatt, de ha egy nagyobb szalinitású, magas $Ba^{2+}$-koncent-

rációjú rétegvíz folyamatosan keveredik egy nagy $SO_4^{2-}$-koncentrációval jellemezhető juvenilis hidrotermális oldattal, akkor az barit kicsapódását eredményezi (SAWKINS 1966). Ha a hidrotermális oldathoz folyamatosan nagyobb szalinitású rétegvíz keveredik, az fokozatos töményedést eredményez. Mivel a $Ba^{2+}$ a viszonylag nagy sótartalmú oldatokban gyakori, ezért a Hárshegyi Homokkő esetében is feltételezhetjük, hogy a barit kicsapódásához elegendő mennyiségű báriumot nagyobb sótartalmú rétegvíz biztosította.

Figyelembe kell venni azonban azt a tényt is, hogy a barit oldhatósága csak kb. 150 °C-ig nő a növekvő hőmérséklet mellett, és ennél nagyobb hőmérsékleteken tiszta vizes, illetve kis sótartalmú oldatokban retrográd oldhatóságú (HOLLAND in BARNES 1967, BLOUNT 1977). Mérési adataink kivétel nélkül mind olyan alacsony koncentrációval jellemezhetőek, ahol érvényes ez a tulajdonság, ugyanakkor baritkiválás a 150 °C-nál nagyobb hőmérsékleten is végbement (*6. ábra*).

A fenti megfontolások alapján a bariterezet képződésére azt a modellt állíthatjuk fel, hogy azok egy nagy hőmérsékletű (250 °C), alacsony sótartalmú fluidum és egy nagyobb szalinitású, így nagy $Ba^{2+}$-koncentrációjú kisebb hőmérsékletű rétegvíz keveredése során jöttek létre. Mivel 150 °C-nál nagyobb hőmérsékleten és alacsony sótartalom mellett a barit oldhatósága még retrográd, a barit




**6. ábra.** A barit oldhatósága 300 °C -ig változó sótartalom mellett, telített gőznyomáson (BLOUNT 1977)
A paralelogrammák a Hárshegyi Homokkő bariterezetében meghatározott fluidzárványadatoknak felelnek meg.

***Figure 6.*** *Solubility of barite up to 300 °C with changing salinity under vapour pressure (after BLOUNT 1977)*
*Measured fluid inclusion data indicated*

kicsapódásához a rétegvíz folyamatos hozzákeveredésére volt szükség, ami a retrográd oldhatóság ellenére is $Ba^{2+}$-ra túltelítette az oldatot. A prográd oldhatóság tartományába átlépve (150 °C alatt) már a hőmérséklet csökkenése is kedvez a barit kicsapódásának.

A Budai-hegység területén a korábbiakban MOLNÁR & GATTER (1994) vizsgálta a fluidzárványokat öt különböző helyről származó baritmintában. Az általuk mért fluidzárványok homogenizációs hőmérséklettartománya és az adatok eloszlása is hasonlóságot mutat saját vizsgálati eredményeinkkel. A homogenizációs hőmérsékletek az összes zárvány esetében 50–250°C közé esnek. A gyakorisági diagramok minden esetben polimodális eloszlásúak, 2–4 csúccsal jellemezhetőek. Egy terület kivételével a homogenizációs hőmérsékletértékek leggyakrabban a 170–190 °C közötti tartományba esnek.

A MOLNÁR & GATTER (1994) által mért sótartalomértékek csak 130 °C-nál nagyobb homogenizációs hőmérsékletű zárványokból származnak. Az egyes területeket külön vizsgálva az alacsony mérésszám miatt nem vonhatók le messzemenő következtetések, összességében azonban az adatok illeszkednek a Majdán-nyeregből származó minták által meghatározott hűlési- és töményedési trendbe. Ez alapján feltételezhetjük, hogy a különböző területek baritkiválásait rokonfolyamatok hozták létre.

## Összefoglaló következtetések

Megfigyeléseink szerint a Hárshegyi Homokkő Formációt két jól elkülöníthető hidrotermális hatás érte. A két esemény mind szerkezetföldtani jellegeiben (eltérő törésirányok mentén létrejött érkitöltések), mind ásványparagenezisében (kalcedon-illit-szulfidásványok, illetve barit) jól szétválasztható.

Az idősebb folyamat a homokkő kovás cementációját és a kalcedonér-hálózatok kialakulását eredményezte. Ugyanakkor fontos figyelembe venni, hogy bár a két kovás jellegű hidrotermális képződmény ugyanahhoz a folyamathoz köthető, mégsem egyszerre képződtek, hanem a folyamat eltérő szakaszaiban. A kovásodás a homokkő korai diagenezisekor játszódott le, míg a kalcedonerezet a már cementált homokkő törésrendszere mentén jött létre. A kovás cement létrejötte lehetővé tette a törések kialakulását, ahol megindulhatott az intenzív fluidumáramlás. A szerkezetföldtani adatok alapján ez az esemény a homokkő anyagának felhalmozódása után közvetlenül megindult és a késő-kiscelliben befejeződött. Erre nem csak szerkezetföldtani, hanem sztratigráfiai bizonyítékok is vannak (a fedő képződményekben nincs nyoma kovásodásnak). A cementáción és a kalcedonerezeten kívül ez a folyamat pirit és kalkopirit kiválását is eredményezte. A kalcedonerekkel szingenetikus szulfidok, főleg a kalkopirit jelenléte a fluidum magmás kapcsolatára enged következtetni, a kalcedonerek mentén tapasztalható agyagásványosodás pedig az intenzív fluidum-kőzet kölcsönhatás következtében alakult ki. A paleogén vulkanizmushoz köthető kőzetek az általunk vizsgált területhez legközelebbi felszíni előfordulásait a Velencei-hegység keleti felén találhatjuk, ahol a legújabb vizsgálatok alapján a hidrotermális események szintén az oligocénre (29–31 M év) tehetőek, illetve újabban a recski területen is oligocén korú (27–29 M év) hidrotermális eseményt azonosítottak a radiometrikus kormeghatározások (MOLNÁR & PÉCSKAY, szóbeli közlés). A Hárshegyi Homokkő kovásodásának jellegei és kora valószínűsíti azt,

hogy a Budai-hegység területét is érték napjainkra elfedett/nem ismert helyzetben levő, paleogén korú intrúziókhoz köthető hidrotermális események.

A bariterezetet eredményező folyamat kora szerkezetföldtani adatok alapján kora- vagy középső-miocén, de a sztratigráfiai adatok ezt nem erősítik meg, mert baritos kiválásról a fedő üledékekben nincs információnk. Azt azonban biztosan állíthatjuk terepi észleléseink alapján, hogy ez az esemény fiatalabb, mint a kalcedonerezetet kialakító folyamat, mert a bariterek a kalcedonereket minden esetben átvágják, vagy azok mentén reaktiválódott repedéseket töltenek ki. A baritban mért folyadékzárványok leggyakoribb homogenizációs hőmérséklete 170-190 °C körüli. Olyan sekély eltemetődés esetén, ami a Hárshegyi Homokkő esetén fennállt, az ilyen magas képződési hőmérséklet nem magyarázható eltemetődés során bekövetkező felmelegedéssel, valószínűleg szükséges valamilyen magmás ható. Mindezek alapján a baritkiválást eredményező folyamat leginkább a kora-miocén magmatizmushoz köthető. A fluidzárvány-vizsgálatok alapján felállítható modell szerint egy magmás hő által felmelegített mélyről érkező fluidum keveredett a sekélyebb mélységekben jelenlevő nagyobb sótartalmú rétegvízzel, amely folyamat baritkiválást eredményezett. A keveredés és baritkicsapódás során az anyaoldat fizikai-kémiai tulajdonságai folyamatosan változtak. A Majdán-nyeregben ennek nyomait a fluidzárvány-adatokon kívül a különböző morfológiájú baritkristályok zónás megjelenése is mutatja. Az oldat legnagyobb mértékben változó fizikai paramétere a hőmérséklet, mely esetünkben 250 °C és 50 °C között ingadozott. Ez a jelenség nem egyedülálló a Budai-hegység hidrotermális oldatainál. Ugyanilyen tág homogenizációs hőmérséklet intervallummal jellemezhetők a Budai-hegység több lelőhelyről származó barit-, valamint a Ferenc-hegyi-barlang kalcitkristályainak fluidzárványai (MOLNÁR & GATTER 1994, NAGY & MOLNÁR 2006). Ezek a kiválások valószínűleg mind paleogén, illetve kora-neogén korúak. A Budai-hegység ekkori aktív tektonikája okozhatja a hidrotermális oldatok hirtelen, kis területen bekövetkező jelentős hőmérsékletingadozását.

Vizsgálataink nem adtak választ a korábbi kutatások által észlelt anomális As–Sb (akár 1000 ppm-es As és 100 ppm-es Sb) -koncentrációk eredetére. Az általunk vizsgált kőzetmintákban az alkalmazott módszerekkel ezeket az elemeket egy fázisban sem találtuk meg kimutatható mennyiségben. Felvethető az a lehetőség, hogy az As- és Sb-anomáliák másodlagosan, a kőzetben jelenlévő Fe-oxidokon történő adszorpcióval alakultak ki.

Az általunk vizsgált területeken korrelációt fedeztünk fel a kalcedonerek gyakorisága és a baritosodás mértéke között. Tehát, ahol a homokkő kalcedonerekkel sűrűn átjárt, ott a baritosodás mértéke is számottevő (pl. Köves-bérc, Majdán-nyereg). Ez a szerkezetföldtani megfigyeléseink alapján arra vezethető vissza, hogy a bariterezés kialakulása részben az idősebb kalcedonerek felnyílásához is köthető. A hidrotermális képződmények eloszlása arra enged következtetni, hogy a két esemény oldatainak feláramlása kisebb, egymást átfedő és felülíró centrumokban jelentkezett, tehát a Budai-vonal mentén sem volt egyenletes a hidrotermális tevékenység intenzitása.

## Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk elsősorban dr. KORPÁS László†-nak a földtani adatok felkutatásában és a terepbejárások során nyújtott segítségéért. Köszönjük PEKKER Péternek az elektronmikroszkópos vizsgálatokban, valamint TÓTHNÉ KIRÁLY Juditnak a röntgen-pordiffrakciós vizsgálatokban nyújtott segítségét. Köszönet illeti továbbá BENKÓ Zsoltot, dr. LEÉL-ŐSSY Szabolcsot, dr. MINDSZENTY Andreát, PÉNTEK Attilát, SASVÁRI Ágostont és TUBA Györgyit hasznos ötleteikért és a gondolatébresztő beszélgetésekért.

## Irodalom — References

AJA, S. U., ROSENBERG, P. E. & KITTRICK, J. A. 1991: Illite equilibria in solutions: I. Phase relationships in the system $K_2O$-$Al_2O_3$-$SiO_2$-$H_2O$ between 25 and 250 °C. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **55/5**, 1353–1364.

BADA G., FODOR L., SZÉKELY B. & TÍMÁR G. 1996: Tertiary brittle faulting and stress field evolution in the Gerecse Mountains, northern Hungary. — *Tectonophysics* **255**, 269–289.

BÁLDI T. & NAGYMAROSI A. 1976: A Hárshegyi Homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete. — *Földtani Közlöny* **106/3**, 257–275.

BÁLDI T., B.-BEKE M., HORVÁTH M., KECSKEMÉTI T., MONOSTORI M. & NAGYMAROSI A. 1976: A Hárshegyi Homokkő Formáció kora és képződési körülményei. — *Földtani Közlöny* **106/4**, 353–386.

BLOUNT, C. W. 1977: Barite solubilities and thermodynamic quantities up to 300°C and 1400 bars. — *American Mineralogist* **62**, 942–957.

BROWN, P. E. 1989: Flincor: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. — *American Mineralogist* **74**, 1390–1393.

FODOR L., MAGYARI A., KÁZMÉR M. & FOGARASI A. 1992: Gravity-flow dominated sedimentation on the Buda slope — A sedimentary record of continental escape of the Bakony Unit (SW-Hungary). — *Geologische Rundschau* **81**, 695–716.

FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A. & PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése. — *Földtani Közlöny* **124/2**, 129–305.

HOLLAND, H. D. 1967: Gangue minerals in Hydrothermal Deposits. — In: BARNES, H. L. (ed) : *Geochemistry of hydrothermal ore deposits.* Holt, Rinehart and Winston, Inc., 425–436.

KASZANITZKY F. 1956: Az alsóoligocén (hárshegyi) homokkő ásvány-kőzettani vizsgálata. — *Földtani Közlöny* **86**, 244–256.

KORPÁS L. 1981: A Dunántúli-középhegység oligocén-alsó-miocén képződményei. – *MÁFI Évkönyv* **64**, 37–41.

KORPÁS L. & HOFSTRA, A. H. (eds) 1999: Carlin gold in Hungary. – *Geologica Hungarica* **24**, 131–331.

MAKLÁRI L. 1940: Morfogenetikai vizsgálatok a magyarországi baritokon (doktori értekezés). – *Palaestra Calasanctiana. A piaristák doktori értekezései az 1932. évtől* **31**, 41 p.

MÁRTON E. & FODOR L. 1995: Combination of paleomagnetic and stress data a case study from North Hungary. – *Tectonophysics* **242**, 99–114.

MÁRTON E. & FODOR L. 2003: Tertiary paleomagnetic results and structural analysis from the Transdanubian Range (Hungary): rotational disintegration of the Alcapa unit. – *Tectonophysics* **363**, 201–224.

MOLNÁR F. & GATTER I. 1994: Comparative mineralogic-genetic studies of sedimentary and hydrothermal barite crystals from Hungary. – *Földtani Közlöny* **124/1**, 43–57.

NAGY S. & MOLNÁR F. 2006: The hydrothermal mineral paragenesis of the Ferenc-hegy Cave (Buda Hills, Hungary). – *Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract Series*, **5**, p. 81.

SAWKINS, F. J. 1966: Ore genesis in the north Pennine orefiled, in the light of fluid inclusion studies. – *Economic Geology* **61**, 385–401.

SINGER, A. & MÜLLER, G. 1983: Diagenesis in argilliseous sediments. – In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G. (eds) : *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks.* Elsevier Scientific Publishing Company **2**, 115–212.

Kézirat beérkezett: 2007. 05. 08.

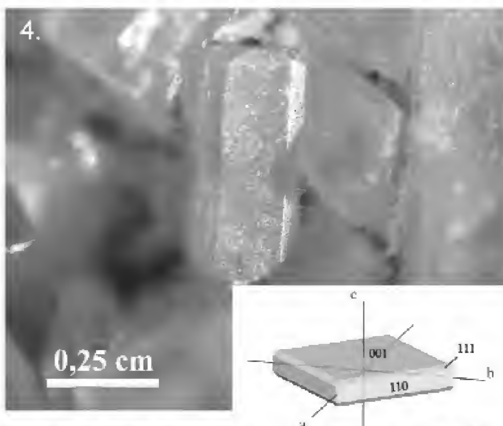
# I. tábla — Table I

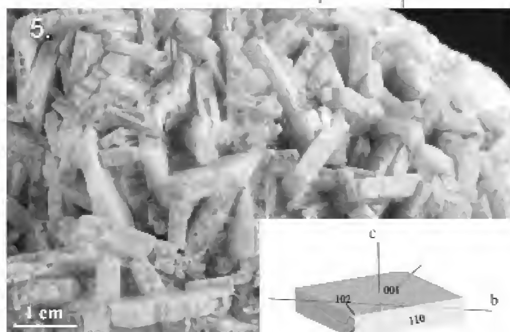


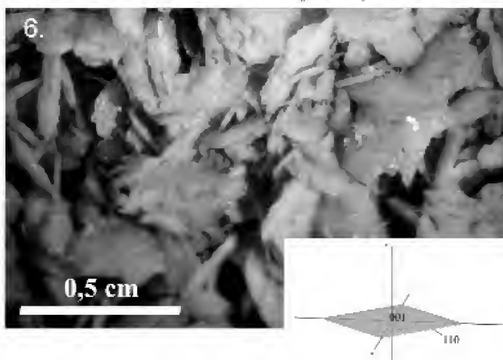







1-2. Kalcedonerekkel sűrűn átjárt zóna a pilisborosjenői Köves-bércen.
3. Érc-típusú baritkristályok (Majdán-nyereg).
4. Átmeneti kristályformájú baritkristályok (Majdán-nyereg).
5. Rombos-táblás baritkristályok (Majdán-nyereg).
6. kép: Vékony lemezes baritkristályok (Majdán-nyereg).
*1-2. Strongly silicified stockwork zone at Köves Hill, Pilisborosjenő.*
*3. Barite chrystals from Majdán Saddle with „ore-type" morphology.*
*4. Barite chrystals from Majdán Saddle with transitional morphology.*
*5. Barite chrystals from Majdán Saddle with rhombic-tabular morphology.*
*6. Barite chrystals from Majdán Saddle with thin, bladed morphology.*

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
**138/1**, 61–83., Budapest, 2008

# A telkibányai Cser-hegy–Ó-Gönc riolit-perlit vonulat fáciesgenetikai és paleovulkáni rekonstrukciója

SZEPESI János[1], KOZÁK Miklós[1]

[1] Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszék H-4010 Debrecen, Egyetem tér 1.

## *Palaeovolcanic reconstruction of the Cser Hill – Ó-Gönc rhyolitic range, Telkibánya, NW Tokaj Mts*

Abstract

The textural and geochemical systemizing of domestic acid rock series based on common factors was not completed within the scope of the raw material exploration and mapping which took place in the 1970's. The genetic scheme of acid lavas established during the geological investigation of the Tokaj Mts left many problems unsolved and the principal one of these is the genetic dismembering and interpretation of the perlite-rhyolite rock association. The latter oftenhas thicknesses which exceed 100 m. The explanation of the questions required a new volcanological model combining Hungarian and international scientific experiences. With the relief of this model, facies of the acidic bodies can be easily placed on the time scale of the eruptions due to their essential textural characters. The palaeovolcanic reconstruction becomes easier and more precise with the application of this method. One of our study areas is a hilly range on the right side of the Ósva Valley near Telkibánya in the NW part of the Tokaj-mountains. The diversity of acid lavas and rock facies have made this territory a classic study area and research has been carried out there for a long time. The rocks were emplaced mostly after the explosion phase in the Sarmatian age (i.e. Szerencs Rhyolite Tuff Formation, Kishuta, Pálháza Member). The volcanic cycle tapped a small amount of residue melt and started with a lava flow system (Kőgát), followed by intensive dome activity (e.g. Cser Hill, Ó-Gönc, Ork Hills). The textural zonality of the bodies was formed as the resultants of the mechanical stresses during the emplacement, cooling rates, pressure relations and volatile content. Parts near the surface were chilled and became glass-like due to the fast cooling with the intensive vesiculation and brecciation of the edges. The textural variety of the rhyolites was formed by the higher temperature which caused devitrification and groundmass crystallization toward the insides. The morphological differences influenced the heat flux directions and thus subhorizontal textural zonality was formed at the base of the steep lava domes. The flattened flows had a subvertical arrangement. The original forms and distinct mechanical stability of the glassy and crystalline facies explain the present day morphology.

*Keywords:perlite, rhyolite, dome, lava flow, facies, genetic system*

Összefoglalás

A hazai savanyú lávakőzet-sorozatok egységes szempontok alapján történő genetikai szöveti és geokémiai tagolása, értelmezett rendszerezése az 1970-es évek térképezési-nyersanyagkutatási munkái keretében nem vált teljessé. A savanyú vulkanitokra a Tokaji-hegység földtani térképezésekor kidolgozott genetikai rendszer több problémát nyitva hagyott, amelyek közül legfontosabb a gyakran 100 méter vastagságot meghaladó perlit-riolit kőzetasszociáció szövettípusainak genetikus értelmezése. A kérdések tisztázása egy új, a hazai és a nemzetközi szakirodalmi ismereteket ötvöző vulkanológiai modell kialakítását igényelte. A modell segítségével a savanyú vulkáni testek fáciesei — alapvető szöveti jellegeik alapján — elhelyezhetők a kitörések időskáláján. Vizsgálataink egyik modellterülete a Tokaji-hegység ÉNyi részén, a telkibányai Ósva-völgyet É felől keretező hegysor. Fáciestani változatossága miatt e terület a szarmata korszak explóziós vulkáni szakaszát követő, döntően lávakőzeteket szolgáltató savanyú vulkanitok (Szerencsi Riolittufa Formáció Kishutai és Pálházai Tagozat) klasszikus, régóta vizsgált előfordulása. A kismennyiségű maradékolvadékot megcsapoló vulkáni ciklus egy riolit lávaárszerkezet létrejöttével indult (Kőgát), amelyet intenzív dómtevékenység (Cser-hegy, Ó-Gönc, Ork-hegyek) követett. A testeken belüli szöveti övezetesség a helyfoglaláshoz kapcsolódó mechanikai igénybevétel, a hűlési ráta, a nyomásviszonyok, és a könnyenilló tartalom eredőinek függvényében alakult ki. A testek felszínhez közeli részei a gyors lehűlés eredményekét üvegesen dermedtek meg, a peremek intenzív

horzsásodása, breccsásodása mellett. A belső részek felé emelkedő hőmérséklet devitrifikációt, alapanyag krisztallizációt okozva hozta létre a riolit szöveti változatait. A hőkiáramlás irányait befolyásoló morfológiai különbségek miatt a meredek dómok bázis részein a szöveti zónák szubhorizontális, míg a lapultabb lávaárak esetében szubvertikális elrendeződése alakult ki. Az elsődleges formák, az üveges és kristályos fáciesek eltérő mechanikai szilárdsága a mai eróziós formakincset is értelmezhetővé teszik.

*Tárgyszavak: perlit, riolit, dóm, lávaár, fácies, genetikai rendszer*

## Problémafelvetés, célkitűzések, adatforrások

A savanyú lávakőzetekkel kapcsolatos kőzettani-fáciestani észlelések a XVIII. századig nyúlnak vissza (FICHTEL 1791, TOWNSON 1797, ESMARK 1798). A RICHTHOFEN által 1861-ben nevesített átfogó „riolit” kőzetkategória genetikai kérdéseinek (pl. perlitképződés) tisztázására azonban a XX. második feléig várni kellett.

A Tokaji-hegység földtani térképezésekor PANTÓ (1964) és ILKEYNÉ PERLAKI (1964, 1972a) által kialakított genetikai rendszer legfontosabb érdeme az addig már sok kutatót tévútra vezető obszidián-perlit-riolit asszociáció fő és átmeneti kőzettípusainak elkülönítése volt. A térképezés tapasztalatait összegezve azonban komplex vulkanológiai értelmezésre, a fácies-forma kapcsolatok tisztázására csak a kisebb testek esetében nyílt lehetőség. Az akár több 100 méter vastagságot meghaladó lávakőzet-sorozatok tagolása az addig napvilágot látott nemzetközi analógiák alapján nem valósulhatott meg.

Az extrudív-effuzív savanyú vulkáni rendszer genetikai és fáciestani kérdéseit az USA Ny-i részén (Kalifornia, Oregon, Idaho) nagy tömegben jelentkező savanyú lávakőzetek részletes terepi és fúrómagvizsgálatokon alapuló feldolgozása tudta egységesen értelmezett rendszerbe rendezni (MANLEY & FINK 1987, FINK [ed.] 1987 stb.). Ennek eredményei azonban, sajnos csak a legutolsó tokaji-hegységi perlit prognózist (GYARMATI 1981) követően láttak napvilágot.

A savanyú lávakőzetekkel kapcsolatban végzett korábbi kutatásaink (KOZÁK 1979, GYARMATI et al. 1986, SZEPESI et al. 1999) és a terepbejárások során a következő célkitűzések fogalmazódtak meg:

1. a korábbi kutatások fúrásdokumentációinak újrafeldolgozása,
2. a fáciesek és szöveti változatok nevezéktani, genetikai újraértékelése,
3. a helyfoglalási folyamatok tagolása, a szöveti változatok elhelyezése a kitörések relatív időskáláján,
4. paleovulkáni dóm és lávaár helyfoglalási modell megrajzolása,
5. a kiválasztott modellterület 200 métert meghaladó lávakőzet-sorozatának tér és időbeli tagolása.

A telkibányai Ósva-patakot keretező vulkáni hegysor újravizsgálatát a testek és fáciesek változatossága (lávaár, összetett és monogenetikus dagadókúpok), a fő- és mellékvölgyek által biztosított eróziós feltártság, a nyersanyagkutatás szolgáltatta mélyfúrási információk indokolták. A terepbejárások feladata az eredeti formák és főként a szegélyfáciesek erőteljes erodáltsága miatt azoknak a szöveti bélyegeknek az azonosítása volt, amelyek a testek szerkezetének és kapcsolatrendszerének rekonstrukcióját lehetővé teszik. A részletes mintavételezés eredményeként a szöveti vizsgálatokhoz mintegy 15 nagyméretű felületi és több mint 150 mikroszkópi vékonycsiszolat készült, ahol a szöveti irányítottság indokolta, ott egymásra merőleges, orientált metszeteket is vizsgáltunk. A földtani kort a Cser-hegy riolitjából e tanulmányhoz, a Debreceni Atommagkutató Intézetben készült K/Ar kormeghatározás tisztázta.

A kőgáti területen a perlit nyersanyagkészleteinek megismerésére két felderítő kutatás is történt (ILKEYNÉ PERLAKI 1972b, GYARMATI 1981). A kőzetváltozatok petrográfiai és geokémiai jellemzéséhez a kutatási zárójelentések leírásait és főelem-analíziseit (61 db) is felhasználtuk. A nyomelem- és ritkaföldfém-eloszlás összehasonlító elemzése irodalmi források (DOWNES et al. 1995, RÓZSA et al. 2006) és tanulmányunkban publikált adatsorok alapján lett összeállítva. Elemzéseink a Magyar Állami Földtani Intézet geokémiai laboratóriumában készültek. A főelemek ICP-AES, a nyomelemek és ritkaföldfémek ICP-MS módszerrel kerültek meghatározásra (BARTHA & BERTALAN 1997).

## Kutatástörténeti vázlat

Telkibánya a Kárpát-medencei érchordozó neutrális és a fáciesgazdag savanyú vulkanizmus egyik klasszikus előfordulási területeként több mint két évszázada vonzza a hazai és külföldi kutatókat (FICTHTEL 1791, ESMARK 1798, ZIPSER 1817). Az észlelések zöme azonban nagyon sokáig csak a Kánya-hegy központú aranybányászati terület kőzetanyagára vonatkozott, míg a savanyú lávakőzetekkel kapcsolatban csak szórványos említések történtek. A XIX. század második fele a magmás petrográfia forradalmi időszaka volt, ekkor kezdődött meg a korábbi ismeretek rendszerezése. Ennek egyik legfontosabb állomásaként RICHTHOFEN (1861) ásványtani és kémiai vizsgálatok alapján létrehozta a riolit kőzetkategóriát. Szintézisének megalkotásakor egyik fontos kutatási területe volt Telkibánya környéke, ahol elkülönítette az alapvető riolit (fluidális, litoidos) és perlit (obszidiános, szferolitos) típusokat. A perlit keletkezését a korabeli „neptunista” felfogást képviselve a láva vízbeömlésével magyarázta. A terület első 1: 144 000 méretarányú földtani térképének elkészítése WOLF (1869) nevéhez fűződik.

SZABÓ J. bányamérnök geológust, a riolitok első hazai kutatója szorosan kötődött a Hegyaljához és tágabb értelemben a Tokaji-hegységhez. Az obszidiánokkal kapcsolatban Telkibányán is végzett megfigyeléseket és a perlit

obszidiánból történő származása mellett foglalt állást (SZABÓ 1867), amelyet később kísérletekkel is igazoltak (ROSS & SMITH 1955). A Szabót követő petrográfiai leírások (SZÁDECZKY 1886, 1890, VENDL 1927) genetikai kérdéseket nem feszegettek, osztályozásaik alapját a csekély mennyiségű fenokristály-tartalom jelentette, melynek alapján ortoklász és plagiokász riolitokat különítettek el.

A terület kőzetanyagának első monografikus leírása Liffa A. nevéhez fűződik, aki alapvető munkájában több mint 20 éves kutatásainak eredményeit foglalta össze (LIFFA 1953a, b). Helyesen ismerte fel, hogy „a perlit a riolitláva fácieseként tódult a felszínre”, ám ezt a nagyon fontos megállapítást a későbbi kutatások nem vették figyelembe. A ciklus utolsó képviselőjeként HERMANN (1952) foglalkozott a riolitok kőzettani és geokémiai jellemzésével. Aprólékos mikroszkópi vizsgálatokkal elkülönített, a devitrifikáció sokszínűségét tükröző riolittípusainak terepi lehatárolása azonban szinte lehetetlen feladat.

Az 1960-as években a Tokaji-hegység földtani térképezésének és nyersanyagkutatásának megindulása új modell kialakítását tette szükségessé. A nemzetközi vulkanológiában ekkor csúcsosodó ignimbrit kérdéskörrel párhuzamosan PANTÓ és ILKEYNÉ PERLAKI ekkor alakították ki a láva-habláva-piroklasztikum ár fő kategóriákból álló genetikai rendszerüket. A láva (obszidián-perlit) és habláva (riolit) kategóriákat illótartalom alapján egyértelműen különválasztották, s a közöttük lévő szoros kapcsolatot nem tartották valószínűnek. Az ide vonatkozó korábbi megfigyeléseket (LIFFA 1953a, VARJÚ 1956) nem illesztették rendszerükbe. Eredményeik összefoglalását a Sátoraljaújhely 1:200 000 magyarázó (PANTÓ in BÓCZÁN et al. 1966) és a Tokaji-hegység savanyú vulkanizmusát egészében felölelő monográfia tartalmazza (ILKEYNÉ PERLAKI 1972a). Vizsgálati területünk kőzetváltozataira vonatkozó részletes észleléseket a Gönc és Nyíri 1:25 000 méretarányú földtani magyarázók és térképlapok közölnek (ILKEYNÉ PERLAKI 1966, 1978). A Telkibánya környezetében (főként a Kőgát környékén) azonosított nagy mennyiségű perlit feltárására és készleteinek meghatározására két ciklusban folyt nyersanyagkutatás (ILKEYNÉ PERLAKI 1972b, GYARMATI 1981). Bár az orosz kísérleteken alapuló modellel (VOLAROVICS 1944) a perlit haszonanyag eloszlásában rejlő törvényszerűségek értelmezhetők voltak, a fáciesek és az eróziós formakincs kapcsolatának feltárásával adósak maradtak. A Csenkő-vízgyűjtő felépítésének és eróziós transzport folyamatainak vizsgálatakor (KOZÁK 1979) ezek a kérdések részben megfogalmazódtak, de megoldásukra akkor még nem nyílt lehetőség.

A kutatások a Kurtabérci-patak mentén jelentkező opálváltozatokra is ráirányították a figyelmet és tisztázták a riolitváltozatokkal fennálló genetikai kapcsolatokat (KOZÁK 1979, GYARMATI et al. 1986). A hazai ásványlelőhelyeket feldolgozó sorozat keretében 1994-ben jelent meg a Telkibányára vonatkozó földtani ismeretek monografikus összefoglalása. Bár ez nagyobb részben a kánya-hegyi érces terület ásványtani-petrográfiai ismereteit tartalmazza, a riolitos terület kőzetföldtani viszonyait, az opál történetét, ásványtani vizsgálatának eredményeit is ismerteti (KOZÁK 1994, PAPP 1994, TAKÁCS 1994).

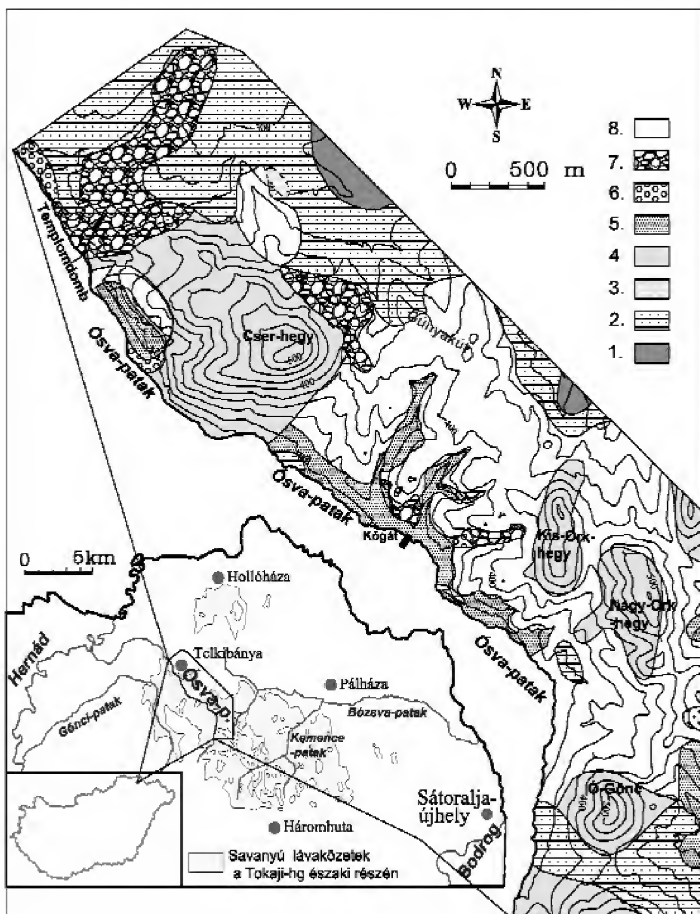
## Szerkezeti viszonyok, földtani környezet

A jelen munkában vizsgált riolit-perlit vulkáni vonulat Telkibányától DK-i irányban, a község fölött magasodó, tájképileg is jellegzetes Cser-hegytől az Ó-Göncig húzódó alacsony középhegységi erodált vulkáni hegysort öleli fel. A savanyú vulkanizmus termékei jóval nagyobb felszíni elterjedésben K-i irányban Pálházáig, DK felé Óhuta környékéig követhetők a felszínen (*1. ábra*).

A kitörési centrumok némileg centrolabiális jelleggel a tágabb térség mezotektonikai szerkezetéhez, az alaphegységi aljzat töréseihez igazodnak. E szerkezetfejlődés fő fázisai és tendenciái a közeli Bükk hegység és az Uppony–Szendrői paleozoos küszöb kiemelt alaphegységi tönkjein tanulmányozhatók legjobban. Az ottani mérések egyértelműen igazolják, hogy az északkelet-magyarországi térség a késő-jurától a jelen időszakig alapvetően két fő, egymásra közel merőleges kompressziós hatásnak volt kitéve. Ezek részben ismétlődtek, részben térben és időben átfedték egymást (KOZÁK et al. 2001). Ugyanakkor a két fő térrövidülési irány (ÉK-i, ÉNy-i) azonos orientációja, fejlett haránttörései és diagonális törésrajai meghatározták a köpenyig felhasadozott kéreg magmafelnyomulási irányait. A kettő közül az ÉK-i vergenciájú tekinthető elsődlegesnek és korábban lecsengő hatásúnak az ÉNy-ival szemben. A Tokaji-hegység esetében a kétféle kompresszió erőteljes kiemelkedést és kétirányú gyűrődést eredményezhetett, a mezozoos rétegsor csaknem teljes lepusztulását idézve elő. A későbbiekben, feltehetően a miocén során a két erő megújult eredőjeként északias vergenciájú kompresszió érvényesült, melynek É–D-i haránttörései és konjugált litoklázisai a Tokaji-hegység aljzatában is érzékelhetők.

A badeni korszak elején egy 100 km hosszú, ÉÉK–DDNy-i csapású vulkano-tektonikus süllyedékben kezdődött meg a ma szlovákiai Eperjes–Szalánci-hegységgel földtani egységet alkotó Tokaji-hegység rétegvulkáni komplexumának kialakulása. A vonulatnak a Belső-Kárpáti-öv tagjaihoz hasonló markáns bimodalitása mellett egyediségét az andezites és a riolitos termékek közel azonos arányú megjelenése adja. A működés az általános medencefejlődési tendenciáknak megfelelően szubmarin környezetben indult, majd a vulkáni anyag mennyiségének növekedésével a szárazföldi térszín fokozatos dominánssá válását idézte elő.

Az andezites-dácitos centrumok mellett (Baskó-Regéc, Vágáshuta-Fekete-hegy), tufaárakat, pliniuszi kitöréseket szolgáltató savanyú vulkáni központok működtek (Telkibánya–Pálháza, Erdőbénye–Erdőhorváti, Abaújszántó–Szerencs–Bodrogkeresztúr). A sekélyszintű magmakamrák fejlődési tendenciáinak megfelelően (COLE et al. 2005) a nagy vastagságú tufahorizontok kialakulását a kitörési energia csökkenésével, változó intenzitású, int-




**1. ábra.** A vizsgálati terület egyszerűsített földtani térképe és tágabb környezetének helyszínrajza. Készült a Gönc és Nyíri M = 1:25 000, valamint a kőgáti (ILKEYNÉ PERLAKI 1972b) és a tokaji-hegységi perlit prognózis (GYARMATI 1981) M = 1:1000 és 1:5000 földtani térképlapok felhasználásával

Feküképződmények (szarmata): 1 – Piroxénandezit (Baskói Andezit Formáció), 2 – Savanyú piroklasztikumok (áthalmozott, hullott és ártufák), 3 – Agyag (Szerencsi Riolittufa Formáció, Kékedi Tagozat, Fűzérkomlósi Tagozat), Savanyú lávakőzetek (szarmata–pannóniai, Szerencsi Riolittufa Formáció Kishutai Riolit és Pálházai Perlit Tagozat): 4 – Riolit (szürke fluidális és vörös), 5 – Perlit (gyöngyköves, obszidián jellegű), 6 – Szferolitos perlit, 7 – Perlitbreccsa, 8 – Horzsaköves perlit

***Figure 1.*** *Geological map of the study area with the layout of the surroundings (Based on Gönc and Nyíri M = 1:25 000 and M = 1:1000, 1:5000 geological maps of Telkibánya-Kőgát (ILKEYNÉ PERLAKI 1972 b and Tokaj Mts (GYARMATI 1981) perlite predictions*

*Bedrocks (Sarmatian): 1 – Andesite (Baskó Andesite Formation) 2 – Acid pyroclastics (reworked, ash fall tuffs and ignimbrites, 3 – Clay (Szerencs Rhyolite Tuff Formation, Kéked, Fűzérkomlós Sections), Acid lavas (Sarmatian–Pannonian, Szerencs Rhyolite Tuff Formation, Kishuta Rhyolite and Pálháza Perlite Members), 4 – Rhyolite (grey fluidal and red), 5 – Perlite (obsidian-like, grey perlite), 6 – Spherulitic perlite, 7 – Perlite breccia, 8 – Pumiceous perlite*

ruzív-extruzív jellegű dóm és lávaár tevékenység követte. E ciklusokból a hegység fejlődéstörténete folyamán 3 zajlott le (badeni, szarmata, szarmata–pannóniai). A szarmata ciklus („felső-riolittufa”, *Szerencsi Riolittufa Formáció Pálházai és Kishutai Riolit Tagozata,* KOZÁK & PÜSPÖKI 1999, GYALOG & BUDAI 2004) legnagyobb területi kiterjedését és intenzitásmaximumát a Tokaji-hegység északi riolitterületén érte el, SZÁDECZKY (1886) szavaival „Magyarország legnagyobb riolitmasszáját” hozva létre. A Gönctől Pálházáig húzódó terület a vulkanizmus őskörnyezeti viszonyai és az explozív-extruzív működés arányának jelentős eltérései alapján területileg kisebb egységekre tagolható (SZEPESI 2004). Így jelen vizsgálati körzetünk a gönci Nagy-patak és a Sényő-völgy közötti lávakőzet dominanciával jellemezhető *Gönc–Telkibányai-egység* része (*1. ábra*).

Az Ósva-patak vízgyűjtőterületének felszínét mintegy 20%-ban felépítő perlit- és riolitváltozatok feküjét a szarmata első felében kiújuló explozív vulkanizmus hullott és sekélytengeri körülmények között áthalmozott, gyakran üledékekkel keveredő agyagos-tufitos változatai képviselik (*Szerencsi Riolittufa Formáció Kékedi Tagozata*). A tufasorozat kialakulása vulkanotektonikus beszakadásokat idézett elő, melynek következményeként a telkibányai pincesoron még felszínen lévő összlet K–DK felé változó mélységbe került. Míg a Kis-Ork-hegy K-i oldalán mélyült Telkibánya Tb–3 fúrás máshol nem észlelt, kiemelt helyzetben 420 méter tszf. magasságban harántolta, az Ósva patak völgytalpán (313 m tszf.-től) mélyített 100 méteres Tb–5 fúrás nem érte el és talpig fluidális riolitban haladt (*6., 7. ábra*). Területünktől D-re, a gönci Nagy-patak völgyében mélyült Tb–7-es fúrás 276 méter tszf. magasságban ért el egy összesült riolit ártufaszintet. Ezek alapján a kutatási terület 20 km$^2$-es környezetében egy mozaikosan, 200 métert is meghaladó szintkülönbségekkel tagolt, egyenetlen aljzatú, D–DK-i lejtésirányú szarmata paleovulkáni térszín rajzolható meg.

A kutatásunk tárgyát képező lávakőzetek (*Szerencsi Riolittufa Formáció Pálházai, Kishutai Riolit Tago*zat) a Cser-hegy riolitjának K/Ar korvizsgálata alapján 11,77±0,33 millió évvel ezelőtt, már szárazföldi környezetben kezdték meg helyfoglalásukat. Az olvadékok felszínre kerülése az aljzat töréseihez és az ártufa szolgáltatási központok beszakadási irányaihoz igazodott (egy ilyen központot Telkibánya ÉNy-i részén azonosítottak HORVÁTH & ZELENKA 1994). A vizsgált vonulat csapásiránya az ÉNy–DK és az erre merőleges lefutású törésrendszer dominanciáját támasztja alá.

A savanyú vulkáni ciklus explozív és a lávakőzeteket szolgáltató extruzív ritmusával térben és időben össze-

fogazódva, több fázisban intermedier magmafelnyomulás történt. A vizsgálati területtől északra kálimetaszomatózist szenvedett andezittestek találhatók (*Baskói Andezit Formáció, Telkibányai Kálimetaszomatit Tagozat*). Az Ósva-patak DNy-i vízválasztó vonulatának tetőrégióját, a riolit erodált felszínére települve a Tokaji-hegység utolsó intermedier ciklusát képviselő savanyú, lemezes piroxénandezit centrolabiális centrumokhoz köthető lávaárroncsai építik fel („tetőandezit" *Amadévári Andezit Formáció*).

A vulkanitok Telkibánya környéki bimodális kifejlődése több eltérő mélységben kialakult, változóan differenciált és kontaminált anyagú másodlagos-harmadlagos magmakamra közel egyidejű létezését valószínűsíti. Ezek orientált hőkiáramlása, felfűtő, elemeket és pórusfolyadékokat remobilizáló hatása okozhatta a terület főként É-i részének káliumban gazdag, kovás, néhol érces oldatok által létrehozott elemdúsulásait (K-metaszomatózis, hidrotermás ércesedés, É–D-i csapású szubvertikális dőlésű kovás és limonitos telérek, agyagosodás, hidro- és limnokvarcit-képződés).

## A savanyú vulkáni testek rekonstrukciójának módszertani kérdései

### *A vulkáni testek típusai, helyfoglalási modellek*

A savanyú lávák helyfoglalásakor kialakuló fáciessorend első teljes leírását Tolcsva környezetének térképezésekor Varjú (1954) készítette el. A hegység más területeire kiterjesztett hasonló rekonstrukció a térképezési, nyersanyag-kutatási célkitűzések mellett háttérbe szorult. Csillag & Zelenka (1999) közeltmúltban megjelent modellszerű közelítése a helyfoglalási környezetek átfogó ismertetését nyújtja, de a korábbi kutatási anyagok megállapításainak átvétele mellett részletes folyamatelemzéssel nem foglalkoztak.

A savanyú vulkáni testeknek két fő típusa ismert a dóm és a lávaár (a lávatű a geológiai időskálán rövid életű képződmény). Az olvadékok két különböző jellegű helyfoglalása döntően az olvadék mennyisége és a paleovulkáni térszín morfológiai adottságainak a függvényében választható szét. A vulkáni dómok esetében a kisebb tömeg és az enyhe lejtőszög nem tesz lehetővé nagy mértékű mozgást, az olvadék dagadókúpot képezve a kürtő közelében halmozódik fel. A lávaárak esetében a lejtőszög növekedése a felszínre került olvadék kürtőtől való folyamatos eltávolodását segíti, amelynél így az anyag laterális szétterjedése dominál (Fink & Manley 1987). A dómok növekedése összetett folyamat. Ha az olvadék a test belső részén típusos dagadókúp jelleggel akkumulálódik, akkor endogén (*9. ábra*), ha a felszínt elérve kisebb lávalebeny formájában szétterül, akkor exogén növekedésről beszélhetünk. Az egy rövidebb ciklus alatt létrejött kisebb testek az ún. monogenetikus dagadókúpok. A szakaszos működés, az endogén és exogén ciklusok váltakozása nagyobb méretű, összetett testeket eredményez, ami a fáciestani rekonstrukciókat jelentősen megnehezítheti (pl. Erdőbénye–Tolcsva, Pálháza).

### *A fáciesek genetikai értelmezése*

Az elmúlt 30 évben hazai elméleti kutatások hiányában szükségessé vált nemzetközi kutatások (amerikai, új-zélandi, ausztrál, és örmény) eredményeinek összehasonlító feldolgozása. Ez főként egyes jelenségek kiváltó okainak (pl. horzsásodás, mikroexplóziók), hatásmechanizmusainak átértékelését (devitrifikáció,) nevezéktani és genetikai (breccsásodás) egységesítését jelentette. Az *I. táblázat* az olvadék kialakulásától a posztgenetikus folyamatokig tartalmazza az egyes jelenségek aktivitási intervallumait. A savanyú lávafáciesek kialakulásában a hőmérséklet (hűlési ráta) vezérlő szerepe mellett a mechanikai igénybevétel, az illótartalom, és a nyomásváltozás lesznek a legfontosabb vezérlő tényezők. Ezek a testen belül elfoglalt térbeli pozíció és a kitörés relatív időrendjének megfelelően juthatnak vezető szerephez és hoznak létre egyedi tulajdonságokkal rendelkező szöveti zónákat-fácieseket.

A savanyú extrúziók sokváltozós rendszere két *elsődleges* fáciestípust hoz létre. A testek leggyorsabban lehűlő szegélyei üvegesen dermednek meg (obszidián), míg az instabil üveg szerkezeti átalakulását előidéző üvegtelenedés (devitrifikáció) és alapanyag-kristallizáció hozza létre a riolit kőzetcsoportot. Az üveg-riolit arányokat a felszínközeli vagy felszíni kifejlődés határozza meg. A legkisebb hűlési ráta a kürtő közelében mérhető. A lefojtott környezetben, a nagyobb hőtartalék okozta lassú hűlés miatt a keskeny kontaktzónák kivételével szinte az egész anyag devitrifikálódik, a létrejövő riolit aránya a 90%-ot is meghaladhatja. Felszíni körülmények között gyorsabb hűlés miatt az üveg-riolit megoszlás a test méretétől függően tág határok között változhat. Kisebb dómok akár teljesen üvegesek is lehetnek, a méret növekedése a riolitos „mag" arányának növekedéséhez vezet. A lávaárak esetében vastagságtól függően a nagyobb hőmérsékletű, intenzív devitrifikációt szenvedett belső részletek aránya 8–70% között ingadozik (Manley & Fink 1987, Orth & Mcphie 2003).

A fáciesek elrendeződése a hűlés irányára alapvetően merőleges, ami a testek morfológiai különbségei miatt eltéréseket mutat. A lapultabb morfológiájú lávaáraknál a fekü lefutásával párhuzamos, vertikális kőzetsorozat alakul ki (*6., 8. ábra*), szemben a dómoknál (főként a bázisrészeken) a kürtő köré koncentrikusan rendeződő szubhorizontális övezetességgel (*9., 10. ábra*).

**I. táblázat.** Lávafáciesek és szövettípusok genetikai rendszere és kialakulása a savanyú erupciós ciklusok elvi folyamatában BONNICHSEN & KAUFMANN (1987), STEVENSON et al. (1994) alapján átdolgozva (a kitöltött téglalapok az adott jelenség intenzitását jelölik)

***Table I.** Genetic system and formation of the acidic lava facies and textural types in the principled course of an acidic eruption cycle, based and modified on BONNICHSEN & KAUFMANN (1987), STEVENSON et al. (1994) (the coloured rectangles mark the intesity of a manifestation)*

| Jelenségek | Relatív kitörési időskála | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Szinvulkáni események | | | | | | | |
| | 1. Olvadék kialakulása | 2. Magma-áramlás a kürtőben | 3. Kitörés | 4. Extrúzió, lávafolyás | 5.b Lávamozgás megszűnése | 6. Kihűlés | 7. Posztgenetikus folyamatok | | |
| **ILLÓVÁNDORLÁS** (kigázosodás módok) | | | | | | | | | Fáciesek (szöveti zónák) |
| piroklaszt aktivitás (sok könnyenilló) | | | | | | | | *hullott riolittufák, ártufák* | |
| horzsásodás (kevés könnyenilló) | | | | | | | | *horzsás obszidiánok* | |
| nagy méretű gáz akkumuláció („gázzsák") | | | | | | | | | |
| **BRECCSÁSODÁS** (mozgási-hűlési különbségek) | | | | | | | | | |
| lávaár peremi breccsa (blokkláva, talus) | | | | | | | | *breccsák* | |
| érintkezési breccsa (lávaárbázis, dómszegély) | | | | | | | | | |
| mikroexplóziós breccsazónák (vörös-fekete breccsa) | | | | | | | | | |
| belső riolitos breccsazónák | | | | | | | | | |
| **DEVITRIFIKÁCIÓ** (hőtörténet) | | | | | | | | | |
| gyors lehűlés nincs devitrifikáció | | | | | | | | *obszidiántípusok* | |
| szferolitos, axiolitos devitrifikáció, litofizaképződés | | | | | | | | *riolitsávos obszidián* | |
| diszperz alapanyag kristallizáció | | | | | | | | *riolit (szürke erezésű, vörös)* | |
| újrafelhevülés, diagenetikus devitrifikáció | | | | | | | | | |
| **HIDRATÁCIÓ** (perlitesedés) | | | | | | | | | Szövettípusok, szerkezeti elemek |
| szingenetikus vízfelvétel | | | | | | | | *perlitváltozatok (pl. perlitbreccsa, szferolitos, gyöngyköves perlit)* | |
| posztgenetikus vízfelvétel | | | | | | | | | |
| **KRISZTALLIZÁCIÓ** (növekedés, töredezés) | | | | | | | | | |
| fenokristályok, zónás továbbnövekedés | | | | | | | | *porfíros, mikroporfíros, trachitos, vitrofíros, hialinos, vitrofíros szövet* | |
| mikrofenokristályok, mikrolitok, trichitek | | | | | | | | | |
| fenokristály fragmentáció | | | | | | | | | |
| **FLUIDALITÁS** (mozgási irányultság) | | | | | | | | | |
| fluidális szövet kialakulása | | | | | | | | *laminaritás, vénásság* | |
| redők kialakulása | | | | | | | | *örvényáramos szerkezetek* | |
| újragyűrődés | | | | | | | | | |
| **ELVÁLÁSOK** (kihűlés, kigázosodás) | | | | | | | | | |
| a kürtő függőleges-íves elválási felületei | | | | | | | | *szubvertikális elválás* | |
| a belső zónák függőleges elválási felületei | | | | | | | | *oszlopos elválás* | |
| vízszintes elválási felületek | | | | | | | | *lemezesség* | |

## A vizsgálati terület kőzetfáciesei

Az *II–III. táblázatokban* szereplő kőzettípusok ismertetése a testek hűlési viszonyainak függvényében a külső övektől befelé halad. Az egyes fáciesövek esetében feltüntettük, a testeken belüli elhelyezkedésüket, szerkezeti, szöveti tulajdonságaikat. A létrehozó domináns folyamat rövid összegzése mellett az értelmezés irodalmi hivatkozásait is szerepelnek.

**II. táblázat.** A telkibányai perlitfáciesek genetikai-szöveti jellemzése

***Table II.*** *Genetic-textural characterization of perlite facies zones at Telkibánya*

| | | Szöveti zóna | Helyzet | Letrehozó folyamat | Szín, szerkezet | Szöveti jellemzők | Előfordulás | Irodalom |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Perlitek** | | *Horzsás perlit (l. 1.tábla)* | Dóm és lávaár szegély | A láva maradék illótartalma a külső zónákban akkumulálódik és a felszín felé migrálva gázáramlási csatornákat hoz létre | Szürke, rózsaszín, változó mértékben oxidált üveges, fluidális alapanyag, gyenge egyenetlen fejlettségű perlit-es szerkezettel | A gázáramlás horzsa csövei 10-100 µm átmérővel. A horzsásodott alapanyag aránya 5-40 térf% közötti | Kőgáti nyersanyag kutató fúrások, Cser-hegy üveges szegélyei (ÉK, DNy). | *Ilkeyné Perlaki 1964, Pantó 1966, Fink & Manley 1987* |
| | *Perlitbreccsák* | *Kontakt lávabreccsa (l. 1 tábla)* | Dómok szegélye lávaárak bázisa | Az olvadékmozgás (dómoknál endogén, exogén növekedés) és a gyors hülés a test szegélyeken mechanikai aprózódást okoz | Szürke szögletes blokkok (30-60 cm) világos színű finom törmelékes (cm-mm) mátrixban | Változó mértékben horzsásodott alapanyag, a kontaktustól távolodva a tömör üveg arányának fokozatos növekedésével. A kontaktus közelében a mátrix limonitosan, agyagosan bontott | Templomdomb K-i DK-i szegélye, Tb-11 fúrás 73,5–83,9 m | *Richthofen 1860, Szádeczky 1886, Ilkeyné Perlaki 1972 a* |
| | | *Blokk láva (talus l. 1. tábla)* | Szubareális dóm és lávaárfelszín | A kis extrúziós sebesség, a nagy viszkozitás és a gyors hűlés a lávaárszegélyeken intenzív blokkos fragmen-tációt eredményez | Szürke-rózsaszín, blokkok, (Ø <0,5 m, ritkán Ø >0,5 m) finomabb törmelékes (~mm-cm,), változó mértékben perlites mátrixban | A felszínhez közel dominál a horzsás alapanyag, a belső részek felé egyre tömöttebb, üveges szerkezettel | Kőgáti nyersanyag-kutató fúrások legfelső szakaszai (~0–20 m) | *Richthofen 1860, Ilkeyné Perlaki 1972a, b* |
| | | *Mikro-explóziós breccsa (kemény perlit-breccsa)* | Mozgó lávaár húzásos felszíni szakaszai | Csökkent viszkozitású, illóakkumulációs zónák olvadékmozgás kiváltotta húzófeszültség alá kerülése autobreccsás mikroexplóziókhoz vezet | Szürke-fekete perlites szerkezetű, ép üvegfoltok a tufaszerűen fragmentálódott vörös mátrixban | Az oxidálódott, vörös, horzsás mátrixba (<cm) (mm-cm), üveges alapanyagú vagy gyengén devitrifikálódott törmelék ágyazódik. | Kőgáti nyersanyag-kutató fúrások változó vastagságú (~m) szintjei | *Ilkeyné Perlaki 1972a.b, Fink & Manley 1987 Anderson et al. 1998* |
| | | *Perlit (obszidián jellegű, gyöngyköves, l. 1. tábla)* | Dóm és lávaár külső átmeneti öv | A növekvő litosztatikai nyomással a horzsásodás megszűnik. A perlites szerkezet szin- vagy posztgenetikus gömbszimmetrikus levelesedés és hidratáció eredménye | *Obsz. jell. perlit.* Fekete-üvegfényű kagylós törésű változat gyengén fejlett perlites szerkezettel (~mm), *Gyöngyköves perlit.* Szürke, morzsalékos változat jól fejlett (mm-cm) perlites szerkezettel | Fluidálisan irányított üveges alapanyag, az egymásba ágyazódó gyöngykőstruktúrák, hagymahéj-szerű, koncentrikus lefutási vonalaival | Ósva és mellékvölgyei Templomdomb Cser-hegy Kossuth utcai védett feltárás | *Szabó 1866, Ross & Smith 1955, Pantó 1966 Ilkeyné Perlaki 1972a,b* |
| | | *Szferolitos perlit (l. 2. tábla)* | Dóm és lávaár középső átmeneti zóna | A nagyobb hőmérséklet hatására meginduló devitrifikáció és alapanyag krisztallizáció az üveges alapanyagot mikro-, kriptokristályos, szferokristályos struktúrákba rendezi | Fluidálisan irányított szürke perlit (1-50%), Sugaras szferoidtömegek (10–60 cm) nagyméretű litofízákkal (~cm-dm). Kihengerelt litoidos riolit sávok változatos litofízákkal (cm, dm) | Perlites szövetű kőzetüveg mikrokristályos-felzites foltokkal, több generációs fluidális szferolit (mm-cm), füzérekkel. A nagyméretű litofizák felszi-nét tridimit kérgezi be. Egy részüket opál (méz, tej viasz, nemes) néha kalcedon töltötte ki | Kógáti fúrások perlit-riolit közötti átmeneti zónái, Cser-hegy Kossuth utcai védett feltárás | *Ilkeyné Perlaki 1972a,b Kozák 1979 Gyarmati et al. 1986 Stevenson et al 1994* |

**III. táblázat.** A riolittípusok genetikai-szöveti jellemzése

***Table III.*** *Genetic-textural characterization of rhyolite types at Telkibánya*

| | Szöveti zóna | Helyzet | Létrehozó folyamat | Szín, szerkezet | Szöveti jellemzők | Előfordulás | Irodalom |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Riolitok** | *Szferolitos riolit (l. II. tábla)* | Dóm, lávaár középső átmeneti zónája, lávaár alsó kontakt öve | A hülés szakaszosságát bizonyító szferolitok gyors hőmérsékletváltozás eredményei, a mikrokristályos részletek további hővezetéssel, tartósan nagy hómérsékleten, alapanyag-krisztallizációval képződtek | Világos, mikrokristályos alapanyag változatos morfológiájú, szürkés színű szferolitgenerációkat (mm-cm) ágyaz magába | A felzites, ekvigranuláris krisztobalitos mezők alkotta mátrixban sugaras elrendeződésű kristálytűkből álló szferolitok. Nyílt szerkezetnél (0,5-2 cm) a felzites mátrix a szferolittűk között is jelentkezik. A zárt, gömbszerű tömegek kisebb méretűek (<0,5 cm) | Cser-hegy, Ó- Gönc, Kis- és Nagy -Ork hegy A kögáti lávaár mélyebb tagozatai (fúrásokban) feltárás: Kutyaszorító | *Szabó 1866, Zirkel 1873, Szádeczky 1890, Pantó 1966, Ilkeyné Perlaki 1972a Kozák 1979* |
| | *Malomkő riolit* | Csak dómbelső | A dómbelsőbe jutó, változó könnyenilló tartalmú olvadékok a csökkenő nyomású körülmények között intenzív hólyagüregképződéssel „felhabzanak”. | 1. A stresszmentes környezetben egyenletesen felhabzott „darázskő” 2. olvadékmozgás által fluidálisan deformált, ellapult hólyagüregek | Felzites, szferolitos, alapanyag, változó méretű (mm-cm) buborékgenerációkkal. | Cser-hegy, Cser,hegy, Ó-Gönc | *Pantó 1966* |
| | *Szürke erezésű fluidális riolit (l. II, .III. tábla)* | Dóm, lávaár centrum | A láva lamináris vagy örvényszerű áramlása miatt kialakult folyásos szerkezetet a szövet alkotóelemeinek (devitrifikált övek, litofízák, fenokristályok) irányítottá váló elrendeződése rajzolja ki. | Szürke üveges és világos mikrokristályos részletek mm-cm nagyságrendű váltakozása megtorlódó részeken örvényszerű rajzolatokkal. Oszlopos (0,2–2,5 m), pados-lemezes (cm-dm) elválási felületekkel. | Felzites, mikrofelzites (<10 µm) övek, szferokristályokkal (100-150 µm), ekvigranuláris krisztobalit mezőkkel (250-500 µm). A hópehely (snowflake) szövet szabálytalan rekrisztallizálódott foltokként (200-1000 µm) jelenik meg. | Cser-hegy csúcs Ó-Gönc, Ork-hegyek törmeléke, Ósva-völgy menti feltárások, a Kőgáti fúrások mélyebb tagozatai. | *Richthofen 1860, Szabó 1866, Pantó 1966, Manley & Fink 1987* |
| | *Vörös riolit* | Lávaár, dómbelső | A szferolitos perlit és fluidális riolit átmeneti zónájában intenzív kovásodás eredményeként létrejött változat. Több helyen erőteljes agyagos elbontás is érte. | 1. *Fészkes-litoidos változat* 10-30 cm átmérőjű gumók vagy kihengerelt sávok, szürke fluidális riolitban 2. *Összefüggő réteg* Több méter vastagságban kovásodott zónák | A szferolitos perlit elsődleges szöveti jellegeit felülírta a kovásodás. Fluidálisan rendezett felzites, szferolitos alapanyag (felzit, krisztobalit). Az apró hólyagüregek (mm) falát opál, tridimit, kalcedon kérgezi be | Kutyaszorító–feltárások, A Kőgáti fúrásokban a forrás hasadék csapásában (ÉÉNy-DDK) azonosítható | *Pálffy 1915 Borbély 1922 Pantó1966 Ilkeyné Perlaki 1972a,b, 1978 Kozák 1979* |
| | *Riolitbreccsa* | Lávaárbelső, alsó kontakt öv | A olvadék mozgása okozta igénybevétel a hűléssel csökkenő plaszticitási értékek miatt változó mértékű breccsásodást idéz elő a devitrifikáció és alapanyag-krisztallizáció alatt álló belső zónákban | Világos színű szögletes (mm-cm), sajátanyagú törmelék. Az átmeneti hőmérsékleti zónákban (belső, alsó) a mátrixot sötétebb színű üveganyag adja | A korábban fluidálisan rendezett szferolitos-felzites alapanyagú sávok szabálytalanul illeszkedő törmelékké deformálódtak. Az igénybevételt a fenokristály töredékek arányának jelentős megnövekedése is jelzi. | Tb–11 fúrás Tb–18 fúrás | *Pantó 1966 Ilkeyné Perlaki 1972a, b, 1978 Kozák 1979 Fink & Manley 1987* |

### *Savanyú vulkáni üvegek*

Recens vulkáni területek esetében ezt a kőzetcsoportot kizárólag az obszidián és változatai (horzsás, breccsás, szferolitos) alkotják. A paleovulkáni környezet általános sajátossága, hogy a kőzeteik változó mértékű hidratációt szenvednek. ROSS & SMITH 1955, NASEDKIN & PETROV 1962 kísérletileg posztgenetikus, deszcendens vízfelvételt igazoltak. A testek belső részeiben előforduló perlites részletek jelenléte azonban megkérdőjelezi a folyamat ilyen mértékű hatósugarát. Itt a mozgás megszűnését követő, kis hőmérsékleten (100–200 °C) bekövetkezett szingenetikus hidratáció valószínűsíthető (MÁTYÁS 1971, DAVIS & MCPHIE 1996).

### *Riolitok*

A riolitok szöveti sokféleségének tudományos igényű rendszerezésére és értelmezésére vonatkozó hazai genetikai álláspont a Tokaji-hegység földtani vizsgálata során alakult ki. PANTÓ (1964) és ILKEYNÉ PERLAKI (1964) a szövetváltozatokat „hipomagmaként" a láva változó, általában nagy illótartalmához kapcsolták.

A későbbi külföldi kutatások rámutattak, hogy az olvadék már a kürtőben hatékony illóvesztésen megy keresztül és a gáztartalom a felszínt elérve jelentősen lecsökken (<0,3%), nem jön létre a habláva állapot (STEVENSON et al. 1994, STASIUK et al. 1996). A szöveti változatok kialakulásának értelmezésében már a hűlés sebességének és időtartamának dominanciája érvényesült. Nevezéktanilag a riolitnak a hűlési folyamat során létrejött összes kristályos szöveti struktúrájának kialakulása a devitrifikáció gyűjtőfogalom alatt került összevonásra. SWANSON et al. 1989 és STEVENSON et al. 1994 a devitrifikáció fogalmát csak a szferolitok, axiolitok és litofízák kialakulására korlátozták. A finom kristályos szöveti részletek kialakulását (ekvigranuláris krisztobalit, felzit, granofíros-hópehely szövet) az alapanyag-krisztallizáció fogalomkörébe sorolták. A devitrifikáció az olvadék teljes kihűlésével nem ér véget, de a fő hatótényező (a hőmérséklet) megszűnésével jelentősen lelassul (felzitképződés: $\sim 10^{-23}$ $cm^2/sec$, MARSHALL 1961). Ebben további erősödést csak a későbbi extrúziós ciklusok újrafelhevítő hatása jelenthet, amely tényleges rekrisztallizációs szöveti nyomokat eredményez.

## A savanyú kőzetváltozatok ásványtani, geokémiai sajátosságai

Az ásványos összetétel a vulkanológiai-morfológiai egységek esetében nem mutat számottevő változatosságot. A kőgáti fúrások modális elemzési eredményeinek összegzése (KOZÁK 1979) és újabb vékonycsiszolat kontroll vizsgálataink alapján a fenokristály tartalom átlaga 10% alatti. Színtelen kőzetalkotók közül a plagioklász a leggyakoribb (8%), ami a korábbi osztályozás alapján a kőzeteket a plagioklász riolitok csoportjába sorolja. Kristályai több méretkategóriában (generációban) fordulnak elő (0,1–1 mm). Kifejlődésük méretüktől függően táblás, léces megjelenésű, gyakran ikres (albit, karlsbadi) és zónás. A kvarc mennyiségi átlaga 1% vagy az alatti volt, a kerekded, hipidiomorf szemcsék gyakran rezorbeáltak, alapanyag-zárványosak. Alárendelten szanidin is előfordult.

Színes alkotóként rendszeresen tűs, táblás, léces habitusú biotit jelentkezett (< 0,1 mm) de csak 1–2% közötti mennyiségben. Pleokroizmusa zöld-barna-fekete, gyakran oxidált, opacitosodott. A barna amfibol gyakorisága bár megközelítette a kvarcét, összmennyisége nem érte el az 1%-ot (0,63%). Ritkaságként 1-2 augitkristály is megjelent, mint a differenciálódás korai stádiumából visszamaradt reliktum.

A lávaár külső öveiben uralkodik az üveges alapanyag, amelynek mennyisége az obszidián jellegű perlitnél éri el a maximumát (akár 100% is lehet). A devitrifikáció öveiben a rekrisztallizálódott alapanyag menyisége 35–80% közötti, dominál a mozaikos szerkezetű ekvigranuláris krisztobalit, amely sávokban, foltokban jelentkezik. A devitrifikációs litofízák és hűlési repedések felszínét gyakran 0,1–1 mm nagyságot is elérő fenn-nőtt tridimit kérgezi be. Az olvadékkal együtt mozgó kovaanyag maradékából a szferolitos perlit üregeiben opálok váltak ki (nemes, tűz, viasz, méz), míg a Kutyaszorító környéki kovásodás a hólyagüregekben kalcedon megjelenését okozta (KOZÁK 1979).

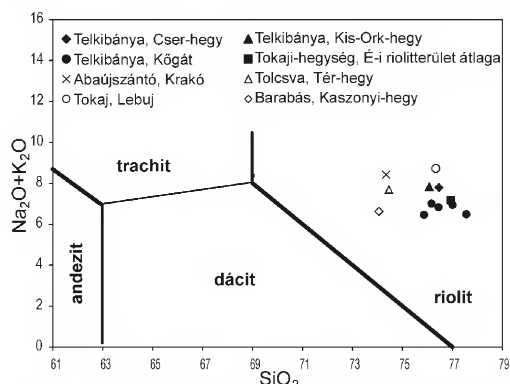
Az Ósva-völgyből felhasznált geokémiai adatokat a nyersanyagkutatás jellegéből adódóan nagyfokú területi és kőzettani koncentráció jellemzi. A Kőgátbérc és szűkebb környezetére korlátozódó vizsgálatok döntően csak a legjobb haszonanyagnak tekinthető (gyöngyköves, obszidián jellegű, horzsaköves perlit, perlitbreccsa) típusokat érintették (50 db elemzés). A minőség romlása döntően devitrifikációhoz köthető, így e változatok (riolitos perlit, riolit) megkutatottsága is gyengébb (11 db elemzés).

A mintasort nagyfokú homogenitás jellemzi. Eltéréseket a makro és mikro méretekben egyaránt jelentkező szöveti heterogenitás okoz, ami a reprezentatív mintavételt jelentősen megnehezíti (pl, perlitbreccsa, riolitos perlit). A kőzetváltozatok nevezéktani besorolásához leginkább az $SiO_2$, az alkáliák, a vas és a víztartalom használhatók fel.

A területre összegyűjtött 61 db elemzést megvizsgálva csak 7 felelt meg az ún. Total Alkali Silica (TAS) diagramban való ábrázolhatóság kritériumainak (*2. ábra*). A vizsgálati terület értékei mellett egyéb tokaji-hegységi riolit- és obszidián-előfordulások és a Kaszonyi-hegy riolitadatai is szerepelnek (*IV., VI. táblázat*).

A kőgáti terület elemzései jó összhangot mutatnak az északi riolitterület átlagával, de a Cser- és az Ork-hegy értékei inkább a Tokaji-hegység déli (Tokaj-Lebuj) és középső riolitterületéről (Tolcsva) származó minták értékei felé mozdultak el. Ez Telkibánya környezetében két, kemizmusában kissé különböző kitörési fázist valószínűsít.

A $Fe_2O_3/FeO$ arány módosulását előidéző oxidációs folyamatok leginkább a riolitos perlit és a perlitbreccsa típust érintették, de riolitok is mutattak kiemelkedő értékeket (*V. táblázat*). Ezek a változások azonban leginkább a brecsásodás és a devitrifikáció, valamint a horzsásodás öveiben




**2. ábra.** A telkibányai Ósva-völgy savanyú kőzetváltozatainak helyzete a Total Alkali Silica (LE MAITRE et al. 1989) diagramban

***Figure 2.*** *Comparative data of the Ósva Valley acidic rock types in the Total Alkali Silica diagram (LE MAITRE et al. 1989)*

(RÓZSA et al. 2006) és saját riolitelemzésekkel (Abaújszántó, Kaszonyi-hegy) hasonlítottuk össze (*3., 4. ábra*). A normaszámításhoz mindkét elemcsoport esetében kondritértékeket használtunk (THOMPSON 1982, SUN 1980), kivéve a Rb, K és a P adatait, ahol a számítás primitív köpenyértékek alapján készült. A Cser-hegy adatai illeszkednek a tokaji-hegységi előfordulások által kijelölt trendbe. Az obszidiánok (Tokaj-Lebuj, Tolcsva) koncentráció viszonyai nem különböznek jelentősen a riolitokétól. A kis mennyiségű fenokristály tartalom miatt a riolitos átlagminták esetében is a mintasorok jellemzőit az alapanyag tulajdonságai, az inkompatibilitás határozta meg. Az elemek közül intenzív csökkenést mutatott a Ba, a Sr és a Ti. Kisebb elmozdulás volt észlelhető a Nb és a P esetében. Az obszidián minták összehasonlító vizsgálata rámutatott, hogy a Nb csökkenése a mészalkáli jelleg erősödésével vált egyre kifejezettebbé (RÓZSA et al. 2006). A Zr negatív anomáliája alól Abaújszántó és Barabás jelentett kivételt.

**IV. táblázat.** A telkibányai terület savanyú kőzetváltozatainak főelem összetétele

***Table IV.*** *Major elements composition of the acidic rock types of Ósva Valley, Telkibánya*

| | Szürke erezésű fluidális riolit | | | | Szferolitos perlit | | | Horzsaköves perlit | | Perlitbreccsa | | Obsz. jell. perlit | Gyöngyköves perlit | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1. Cser-hegy | 2. Ork-hegy | 3. Tb-15. 47,5-50,0 m | 4. Tb-21. 69,4-74,3 m | 5. Tb-11. 96,0-101,3 m | 6. Tb-24. 75,9-80,0 m | 7. Tb-25. 106,1-110,6 m | 8. Tb. Kőgát 23. akna 1,8-3,1 m | 9. Tb-11. 58,3-62,2 m | 10. Tb-23. 6,0-8,5 m | 11. Tb-25. 7,5-13,5 m | 12. Tb-13. 39,8-42,8 m | 13. Tb-23. 35,6-40,6 m | 14. Tb-25. 54,3-60,4 m |
| **$SiO_2$** | 72,91 | 76,33 | 73 | 74,9 | 75,01 | 73,1 | 73,6 | 72,98 | 71,24 | 72,9 | 72,8 | 72,02 | 74 | 73,6 |
| **$Al_2O3$** | 13,46 | 13,93 | 12,95 | 13,1 | 13,33 | 13,1 | 13,1 | 13,63 | 13,98 | 13,24 | 13,8 | 12,62 | 12,75 | 13,1 |
| **$Fe_2O3$** | 1,73 | 0,28 | 1,26 | 0,74 | 0,78 | 0,97 | 1,09 | 0,58 | 1,21 | 1,23 | 1,19 | 0,74 | 0,85 | 1,09 |
| **FeO** | 0,61 | 0,4 | 0,38 | 0,44 | 0,34 | 0,18 | 0,03 | 0,49 | 0,22 | 0,16 | 0,06 | 0,7 | 0,51 | 0,03 |
| **MnO** | 0,12 | | 0 | 0,02 | ny | 0,02 | 0,024 | 0,03 | ny | 0,023 | 0,023 | 0,08 | 0,32 | 0,024 |
| **MgO** | 0,25 | | 0,37 | 0,15 | 1,3 | 0,12 | 0,14 | 0,55 | 0,4 | 0,15 | 0,35 | 0,2 | 0,11 | 0,14 |
| **CaO** | 1,32 | 0,77 | 1,98 | 1,15 | 0,81 | 1,33 | 1,41 | 1,55 | 1,26 | 1,23 | 1,88 | 1,46 | 1 | 1,41 |
| **$Na_2O$** | 3,08 | 3,01 | 3.45 | 3,1 | 2,76 | 2,49 | 2,65 | 2,61 | 2.34 | 2,7 | 2,68 | 2,46 | 3,08 | 2,65 |
| **$K_2O$** | 4,96 | 4,85 | 2,76 | 3,65 | 4,14 | 4,04 | 4,25 | 4,38 | 4,15 | 3,69 | 4,03 | 3,9 | 3,72 | 4,25 |
| **$TiO_2$** | 0,22 | ny | 0,06 | <0,02 | 0,01 | 0,08 | <0,01 | 0,01 | ny | 0,2 | <0,01 | 0,06 | 0,07 | <0,01 |
| **$P_2O_5$** | 0,05 | | 0,01 | <0,02 | 0,01 | 0,01 | <0,01 | ny | 0,01 | 0,008 | <0,01 | 0,01 | 0,01 | <0,01 |
| **$CO_2$** | 0,09 | 0,02 | 0,73 | 0,05 | 0 | 0 | 0,06 | ny | 0 | 0 | 0,06 | 0,75 | 0 | 0,06 |
| **$H_2O+$** | 0,98 | 0,42 | 1,72 | 1,85 | 0,9 | 3,81 | 2,54 | 3,75 | 4,21 | 3,81 | 3,8 | 5,47 | 3,2 | 2,54 |
| **$H_2O-$** | 0,37 | 0,22 | 2,45 | 0,15 | 0,44 | 0,06 | 0,1 | 0,16 | 0,47 | 0,36 | 0,14 | 0,02 | 0,25 | 0,1 |
| **Σ** | 100,11 | 100,23 | 99,72 | 99,35 | 99,83 | 99,31 | 99,284 | 100,72 | 99,49 | 99,701 | 100,833 | 100,49 | 99,482 | 99,284 |

1-2. HERMANN (1952); 3., 6., 9-11. ILKEYNÉ PERLAKI (1972); 4-5., 12-16. GYARMATI (1981). Elemzők: 1. SŰRŰ J.; 2. EMSZT K.; 3-6. SZIRMAINÉ; 11. EMSZT M.-SOHA I-né; 5., 9. GUZYNÉ-SOHÁNÉ; 4., 10., 13. SOHÁNÉ-SZŰCSNÉ; 6., 8. SZIRMAINÉ-SOHÁNÉ; 7., 8.,14. BAKÓ GY.-SOHÁNÉ 3, 12

*1-2 HERMANN (1958); 3, 6, 9-11 ILKEYNÉ PERLAKI (1972); 4-5, 12-16 GYARMATI (1981). Analysts: 1 SŰRŰ J., 2 EMSZT K., 3-6 SZIRMAINÉ, 11 EMSZT M.-SOHA I-NÉ, 5, 9 GUZYNÉ-SOHÁNÉ, 4 , 10, 13 SOHÁNÉ SZŰCSNÉ, 6, 8 SZIRMAINÉ-SOHÁNÉ, 7, 8, 14 BAKÓ GY.-SOHÁNÉ 3, 12*

jelentkeztek legmarkánsabban. ILKEYNÉ PERLAKI (1972a) hosszúkői fluidális rioliton elvégzett vizsgálatai arra mutattak rá, hogy a devitrifikált, litoidos sáv vasban, míg az üveges káliumban volt dúsabb. Egyenlőre nem bizonyítható, hogy ez általánosítható tendencia-e. A perlitváltozatok általános jellegzetessége a nagy víztartalom (2–5%). A hidratációs folyamatok előrehaladásával a legszorosabb korrelációt az $Na_2O$ és a $SiO_2$ csökkenése mutatta. Legnagyobb víztartalommal a horzsaköves, legkisebbel a szferolitos perlit rendelkezett., ami összefügg az üveges struktúrák nagyobb fajlagos felületével és bomlékonyságával.

A Cser-hegy riolitjából készült fő-, nyom- és ritkaföld elemsort (DOWNES et al. 1995) Tokaji-hegységi obszidián

A ritkaföldek esetében a legnagyobb koncentrációt az abaújszántói Krakó, a legkisebbet a Kaszonyi-hegy esetében észleltük. A ritkaföldfém eloszlása a könnyű ritkaföldfémek (La–Nd) erőteljesebb, míg a nehéz ritkaföldfémek (Sm–Lu) kevésbé kifejezett dúsulását mutatja. A diffe-

**V. táblázat.** A telkibányai Ósva-völgy savanyú kőzetváltozatainak $Fe_2O_3/FeO$ hányados értékei

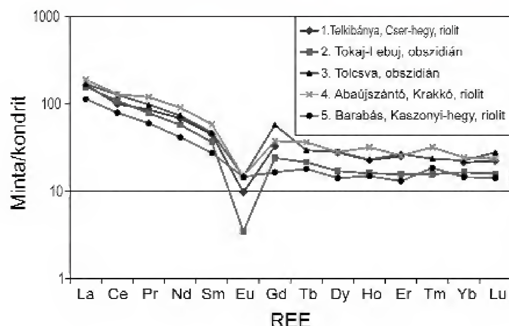
***Table V.*** *$Fe_2O_3/FeO$ proportions of the acidic rock types, Ósva Valley, Telkibánya*

| $Fe_2O_3/FeO$ | Riolit | Szferolitos perlit | Horzsaköves perlit | Perlitbreccsa |
|---|---|---|---|---|
| **Átlag** | 3,03 | 13,37 | 2,15 | 4,09 |
| **Szórás** | 1,28-9,77 | 2,2-36,33 | 0,70-5,5 | 0,75-20,66 |

**VI. táblázat.** A telkibányai Cser-hegy riolitjának összehasonlító fő nyomelem- és ritkaföldfém-tartalma
***Table VI.*** *Comparative main, trace and rare earth element data of the Telkibánya Cser Hill rhyolite*

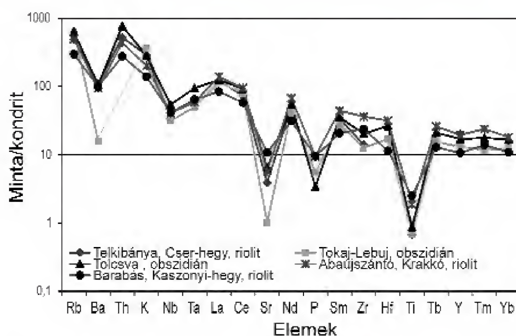
| | 1. Telkibánya *Cser-hegy (riolit)* | 2. Tolcsva, *Tér-hegy (obsz)* | 3. Tokaj *Lebuj (obsz)* | 4. Abaújszántó, *Krakó (riolit)* | 5. Barabás, *Kaszonyi-hegy (riolit)* |
|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 76,25 | 74,15 | 75,78 | 73,6 | 73,2 |
| $TiO_2$ | 0,07 | 0,09 | 0,07 | 0,195 | 0,258 |
| $Al_2O_3$ | 12,62 | 14,83 | 12,85 | 13,5 | 13,5 |
| $Fe_2O_3$ | 1,94 | 1,39 | 1,2 | 2,05 | 1,92 |
| FeO | | | | <0,02 | 0,17 |
| MnO | 0,01 | 0,04 | 0,02 | 0,045 | 0,022 |
| CaO | 0,84 | 1,36 | 0,67 | 1,27 | 2,26 |
| MgO | 0,23 | 0,07 | 0,03 | <0,15 | 0,253 |
| $Na_2O$ | 3,59 | 3,58 | 3,38 | 3,96 | 3,52 |
| $K_2O$ | 4,18 | 4,08 | 5,28 | 4,38 | 3,03 |
| $-H_2O$ | 0 | 0 | 0,56 | 0,25 | 0,58 |
| $+H_2O$ | 0.23 | 0,17 | 0 | 0,57 | 0,99 |
| $P_2O_5$ | | 0,05 | 0,08 | <0,15 | <0,15 |
| Össz. | 99,73 | 99,81 | 99,93 | 99,82 | 99,794 |
| Li | | 70 | nd | | |
| B | | 60 | nd | | |
| V | 2 | 1,6 | 0,8 | | 14 |
| Cu | 8 | 23,3 | nd | 22,5 | 3 |
| Zn | 38 | 52 | 48 | 62,2 | 35 |
| As | | 7,5 | nd | 10,9 | |
| Rb | 171 | 221 | 223 | 172 | 111 |
| Sr | 46 | 75 | 12 | 65 | 131 |
| Y | 40 | 34 | 26 | 38,9 | 25 |
| Zr | 96 | 138 | 86 | 248 | 207 |
| Nb | 12 | 19 | 11 | 14,2 | 15 |
| Sb | | 0,4 | nd | 0,7 | |
| Cs | | 9,9 | 10 | 6,07 | |
| Ba | 766 | 729 | 109 | 645 | 619 |
| La | 40 | 41 | 38 | 45,9 | 26,2 |
| Ce | 63,18 | 80,6 | 69 | 81,8 | 48 |
| Pr | 8,23 | 9,4 | 7,5 | 11,4 | 5,5 |
| Nd | 32,18 | 34,6 | 27 | 42,4 | 19,1 |
| Sm | 6,85 | 7,2 | 5,6 | 8,93 | 3,4 |
| Eu | 0,56 | 0,8 | 0,2 | 0,85 | 0,8 |
| Gd | 6,64 | 11,6 | 4,9 | 7,64 | 3,3 |
| Tb | | 1,1 | 0,8 | 1,35 | |
| Dy | 7 | 7,1 | 4,3 | 7,09 | 3,5 |
| Ho | 1,28 | 1,3 | 0,9 | 1,79 | 0,7 |
| Er | 4,15 | 4,4 | 2,6 | 4,22 | 2 |
| Tm | | 0,6 | 0,4 | 0,81 | |
| Yb | 3,51 | 3,7 | 2,7 | 3,98 | 2,2 |
| Lu | 0,56 | 0,7 | 0,4 | 0,6 | 0,4 |
| Hf | | 5,3 | 3,4 | 6,31 | |
| Ta | | 1,9 | 1 | 1,18 | |
| Pb | 26 | 36,4 | 33 | 22 | 14 |
| Th | 22 | 32,4 | nd | 18,3 | 12 |
| U | | 7,1 | 5,2 | 4,06 | |
| $La_N/Yb_N$ | 7,69 | 7,47 | 9,49 | 7,78 | 7,79 |
| $La_N/Sm_N$ | 3,67 | 3,58 | 4,27 | 3,23 | 4,14 |
| Eu/Eu* | 0,25 | 0,26 | 0,11 | 0,30 | 0,66 |
| $Gd_N/Yb_N$ | 1,52 | 2,53 | 1,46 | 1,55 | 1,13 |

1 DOWNES et al. 1995 (ICP-OES), 2–3 RÓZSA et al. 2006 LA-ICP-MS, 4–5 ebben a tanulmányban publikálva. (Elemezte BALLÓKNÉ, KISS B. MÁFI, ICP-AES, ICP-MS)
1 DOWNES et al. 1995 (ICP-OES), 2–3 RÓZSA et al. 2006 (LA-ICP-MS), 4–5. published in this study (ICP-AES, ICP-MS, Analysts: BALLÓKNÉ, KISS B.)




**3. ábra.** A kiválasztott előfordulások kondritra normált nyomelem diagramja
A számításhoz THOMPSON (1982) adatait használtuk fel kivéve a Rb-ot, K-ot, és a P-ort, ahol normaszámítás SUN (1980) primitív köpenyre megadott értékei alapján történt

***Figure 3.*** *Chondrite normalized trace element variation diagram for the selected outcrops*
*The normalizing constants are from* THOMPSON *(1982) but Rb, K and P are based on the values given for primitive mantle by* SUN *(1980)*



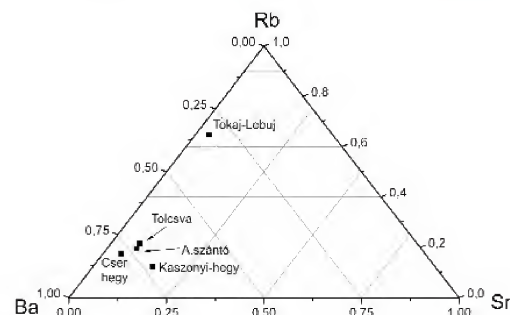

**4. ábra.** ÉK-magyarországi savanyú vulkanitok kondritra normált ritkaföld mintázata

***Figure 4.*** *Condrite normalized REE patterns of NE Hungarian acidic rocks*

renciáció magasabb fokára utal a savanyú olvadékok negatív Eu-anomáliája. Ez a Tokaj-Lebuj esetében volt a legerőteljesebb, amit a Cser-hegy követett. A legkisebb elmozdulás a Kaszonyi-hegynél észlelhető.

A vizsgálatok alapján a nagyobb ritkaföldfém- és nyomelem-koncentráció gyenge korrelációt mutatott a kisebb $SiO_2$ tartalommal. Az elemek krisztallizációs viselkedését leíró *partíciós koefficiens* egyértelműen mutatja egy ásványi fázis frakcionálódásakor a kiválasztott elem kompatibilis vagy inkompatibilis voltát. A felhasznált ásvány/olvadék partíciós koefficiensek alapján (ROLLINSON 1998) a Sr és az Eu erőteljes plagioklász, a Ba-káliföldpát, a Rb-biotit kompatibilitása érzékelhető. A Sr és az Eu mennyisége a Lebuj és a Cser-hegy mintáiban volt a legkevesebb. (*3., 4., 5. ábra*) Az elempár anomáliája a barabási riolitnál volt a legkisebb, a plagioklász nagy, 10% körüli modális arányának köszönhetően. A Ba minden mintában nagy értékekkel jelentkezett kivéve a Lebujt (*4., 5. ábra*).

Az adatok alapján a vizsgált minták más jellegű krisztallizációs, kontaminációs folyamatokon mentek keresztül. A Cser-hegy esetében a szanidin hiánya a Ba- és K-gazdag oldatoknak az olvadékfejlődési folyamat késői szakaszában, sekélyebb szinten bekövetkezett hozzákeveredését valószínűsítik, ami a frakcionációs folyamatokon érdemben már nem tudott változtatni. A legdifferenciáltabb kőzetnek a Lebuj obszidiánja mutatkozott, amelynek egykori olvadéka intenzív plagioklász és szanidin frakcionálódást is átélt. A




**5. ábra.** ÉK-magyarországi savanyú vulkanitok helyzete a Rb–Sr–Ba háromszög diagramban

***Figure 5.*** *Position of NE Hungarian acidic rocks in the Rb–Sr–Ba ternary plot*

Kaszonyi-hegy kisebb elemkoncentrációi a differenciáció kevésbé előrehaladott voltát, a fejlődési folyamat megszakadását igazolják. Erre utal a korai olvadékokból visszamaradt, reliktum ásványok (piroxén, opak) számottevő jelenléte is.

## A vulkánmorfológiai alegységek fáciestani rekonstrukciója

A riolitvulkánok domborzatát vizsgálva szembetűnően két morfológiai szint rajzolódik ki, amelynek okai a testek eltérő genetikájában és ezzel összefüggésben az egyes fáciesek eltérő eróziós sajátosságaiban keresendők. Az 500 m fölötti tetőszint mindig az ellenálló riolitból épül fel (*1. ábra,* Cser-hegy, Kis és Nagy-Ork-hegy, Ó-Gönc).

A második, 400 méteres morfológiai szint a Cser-hegy K-i, DK-i oldalán indul és a Kis-Ork-hegyig tart, s részben az Ósva-patak DNy-i oldalán is követhető (Szalonnás-bérc), ezt horzsaköves perlit és breccsás változatai építik fel. A kőzettani és morfológiai sajátosságok a területen 3 területi egység elkülönítését indokolták.

*a) A kőgát–gúnyakúti erodált riolit lávaár.* Az alacsonyabb, 400 méteres morfológiai szint egy közepes méretű lávaár, könnyebben erodálható tetőrégióit reprezentálja. A völgyfejlődés a völgytalpak közelében az eróziónak ellenálló kőzetváltozatok jelenléte miatt lelassult.

*b) A Templomdomb–Cser-hegy összetett dagadókúpja.* A Ny-i hegységrész egyik legnagyobb, összetett dómként értelmezhető egysége, ami döntően riolitból épül fel, 520 méteres magasságával a savanyú extrúziók legmagasabbra

nyomult tagja. Az Ósva- és Vörös-patak a szegélyfácieseket erodálva preparálta ki a dómot környezetéből.

*c) Monogenetikus riolit lávadómok.* A terület DK-i részén megjelenő Kis- és Nagy-Ork-hegy, valamint az Ó-Gönc a Cser-hegyhez képest kisebb méretű riolitdómok, amelyek a ciklus befejezéseként kerültek felszínre. Tetőrégiójuk szintén az 500 méteres morfológiai szint része.

### *A kőgáti erodált savanyú lávaárszerkezet*

A két kutatási fázisban lemélyített 15 darab mélyfúrás (Ilkeyné 1972b, Gyarmati 1981) 1137 méter összes hosszúságban, mintegy 200 méter vastagságban harántolta a különböző perlit- és riolitváltozatokat, amely a Kőgát környezetét a Tokaji-hegység egyik legjobban feltárt riolitterületévé tette. A kutatás döntően a perlitkészletek feltárására korlátozódott, a riolitot csak a Tb–11 és a Tb–5 fúrások harántolták relatíve nagyobb mélységben, de annak feküjét egyik sem érte el. A képződmények legnagyobb feltárt vastagsága így 207 méter volt (*6–7. ábra*).

A rekonstrukcióhoz megpróbáltuk mélyfúrási rétegsorok fáciesöveinek lefutását követni. A lávaár szerkezetben négy fő határzónát jelöltünk ki (*7. ábra*):

1. A felszínközeli övben a horzsásodás megszűnése és a tömött üveges (perlit) változatok uralkodóvá válása (*külső átmenti öv).*

2. A devitrifikáció erősödésével nagyobb méretű (cm–dm), változó mértékben szétkent szferolitos, litoidos sávok megjelenése (riolit >10%, *középső átmeneti öv*).

3. A riolitos fácies uralkodóvá válása (riolit/perlit >50%, *belső átmeneti öv*).

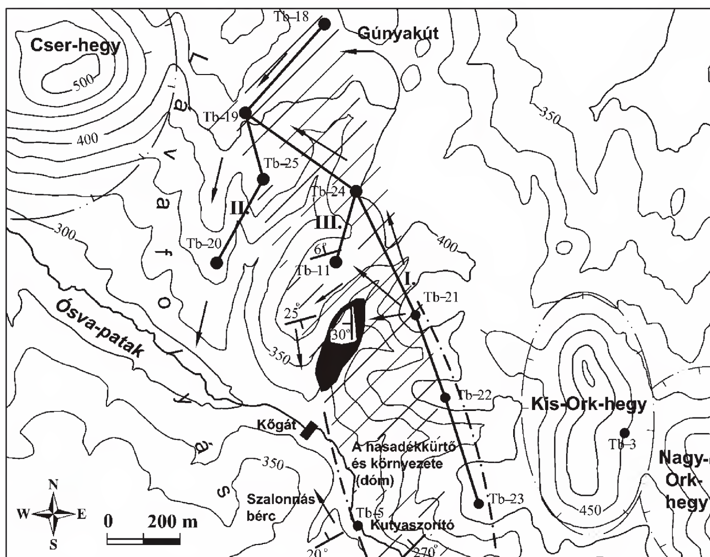
4. Kovásodott fészkek, övek (vörös riolit) megjelenése.

A horzsásodás alsó határának meghúzását a mikroexplóziós breccsatömegek (vörös-fekete perlitbreccsa) nehezítették. Az explóziók bekövetkezése a mélyebb (obszidián) szintek anyagát is felszakította. A létrejött keverékkőzet lencseszerűen ékelődik a horzsásodott és a tömör perlitváltozatok közé, mindkettő anyagát tartalmazva.

A riolitfáciest a nemzetközi szakirodalom nem tagolja tovább. A fúrás rétegsorokban és feltárásokban a hazai kőzettani munkák által (Pálffy 1915, Borbély 1922, Kozák 1979) hagyományosan elkülönített, vörös riolitként definiált zóna is azonosításra került. Kialakulása azonban nem elsődleges folyamat, hanem a szferolitos perlitet meghatározott mélységben és csapásban ért kovásodás eredménye.

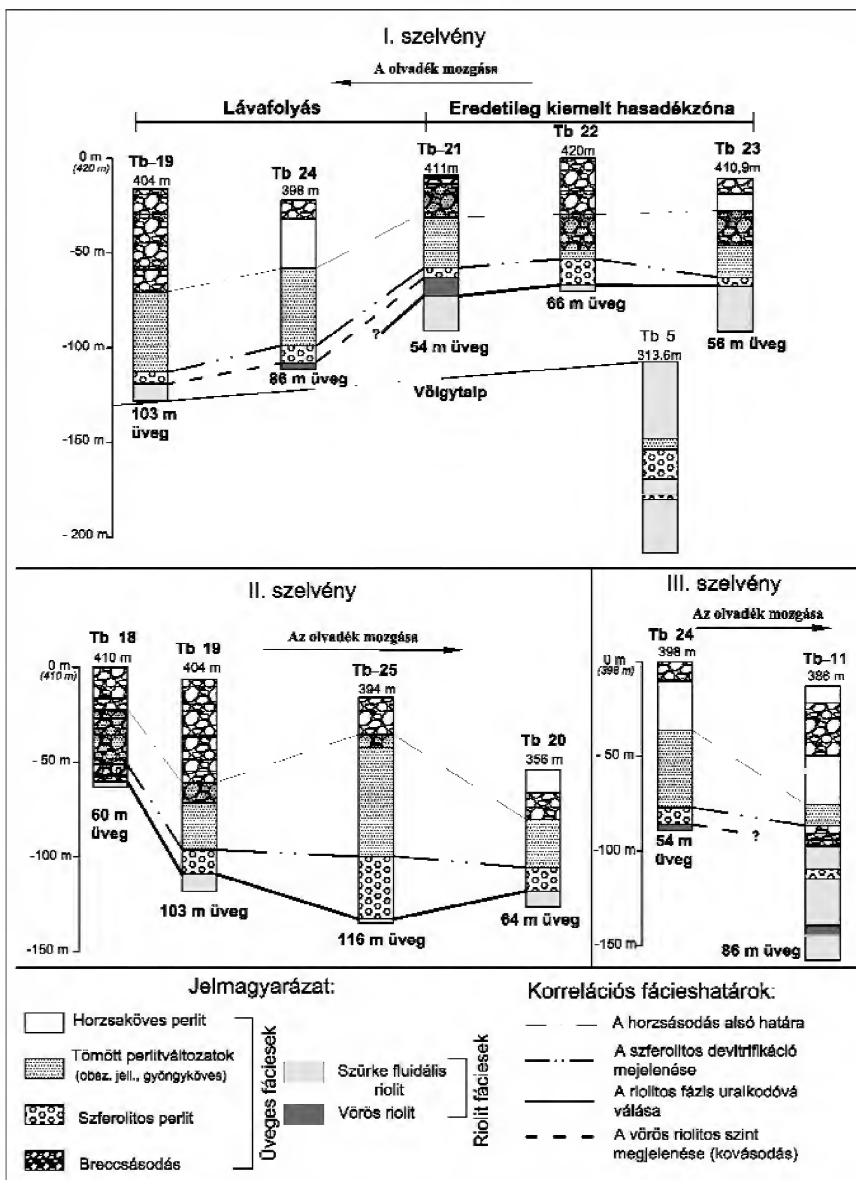
A hossz- és keresztszelvények által kirajzolódó szubvertikális fáciestani övezetesség (*7. ábra*) megfelelt a savanyú lávaárak jellegváltozásainak (hőmérséklet, nyomás és könnyenilló tartalom). Az üveges fáciesek (perlitváltozatok) kiugróan nagy aránya a felszíni (és a szubmarin) kifejlődés elsődleges indikátora (Orth & Mcphie 2003). Ez 54–103 méter közötti értékekkel még a jelenlegi erodált formában is általánosan meghaladja a test becsült méretének 30%-át, (*7. ábra*). Eredeti állapotban általánosan 50% fölötti érték valószínűsíthető, ami a gyorsabban hűlő peremi részletek felé még jobban eltolódhatott az üveg javára. A hegység D-i riolitterületein az erodált lávaárak bázisöveinek jelenségei feltárásokban tanulmányozhatók (Tokaj-Lebuj, Abaújszántó-Sátor-hegy Szepesi et al. 1999, Szepesi 2007). Ezek vizsgálata és a Tb–11 mélyebb szintjein (73,5–83,9 m) feltárt riolitos horzsakőbreccsa és a Tb–5 fúrásban perlittel váltakozó riolitrétegei alapján megállapítható, hogy a lávaár egy korábbi lávaciklus változó mértékben erodált felszínére települ. Az alsó kontakt zóna folyamatainak pontosabb értelmezését a fúrási rétegsorok részletes makroszkópos újravizsgálata tudta volna tisztázni. A minták sajnos a magraktárak racionalizálásakor megsemmisültek

A fáciesövek DK–DDK felé követhető emelkedése a hasadék-




**6. ábra.** A Telkibánya-kőgáti perlitkutató fúrásokon keresztül szerkesztett szelvények helyszínrajza
1 – Intenzív kovásodás, 2 – Ismert opál előfordulások (Kurtabérci-völgy), 3 – Nyersanyag kutató fúrások, 4 – Dőlésadatok, 5 – A láva valószínű mozgás irányai, 6 – A hasadékkürtő és környezete, 7 – Lávadómok határvonala (M = 1:10 000 térképlap felhasználásával)

***Figure 6.*** *The layout of the constructed profiles through perlite boreholes at Telkibánya Kőgát*
*1 – Intensive silicification, 2 – Known opal occurrences (Kurtabérc Valley), 3 – Boreholes, 4 – Dipping data, 5 – Presumable lava flow directions, 6 – The fissure vent and its environs, 7 – Lava dome boundary (based on M = 1:10 000 topographic map)*




**7. ábra.** A kőgáti nyersanyag kutatási terület fúrás rétegsoraiból szerkesztett vulkán rekonstrukciós szelvények az azonos fáciesövek korrelációs határvonalaival. A szelvények viszonyítási alapszintjeit a legmagasabb helyzetű fúrás tengerszint feletti magassága jelentette. Az üveges fáciesek alsó határát a riolitos fázis uralkodóvá válása jelölte ki, a vastagságadatok a fúrásokban e határvonalig mérhető üvegarányra vonatkoznak

***Figure 7.*** *Lenght and cross section volcano reconstruction profiles of the Kőgát raw material exploring site with correlation lines of the identical facies. The comparison base level of the profiles was highest positioned drill-hole. The boundary of the glassy facies is pointed out by the predominating of the rhyolitic phase. The thickness data refer to the measurable glass proportion until this boundary line*

kürtő kiemeltebb helyzetét és ilyen irányú elvégződését jelöli ki. Ebben az irányban az üveges fáciesek aránya több mint 15%-kal csökken (*7. ábra*). Ez a nagyobb reliefenergiával rendelkező kürtőrégió intenzívebb eróziójára utal (*6., 7., 8. ábra*), amit a feküképződmények (áthalmozott riolittufa és ártufa) magas térszíni jelenléte is alátámaszt (*1., 6. ábra,* Kis-Ork-hegy, Tb–3 fúrás).

A szerkezeti-szöveti elemek (fluidalitás, padosság) lefutásában tapasztalható irányváltások a forma további tagolását tették lehetővé. A Tb–5, –21, –22, –23 fúrások

rétegsoraiban, valamint a Kutyaszorító környezetében kipreparálódott kovásodott perlitmonolitokon általánosan szubvertikális fluidalitás és lávapadosság jelentkezett, az oszlopos elválás átmetsző lefutási vonalaival (*III. tábla*). A kis lejtőszög miatt a hasadékból kilépő lávaanyag nem volt képes nagymértékű mozgásra, az olvadék itt még legyezőszerűen szétterülve halmozódott fel (*8. ábra*). E zónától távolodva a „befagyott" mozgásirányokat őrző fluidalitás szöge fokozatosan csökkent. A szétterülő lávaár középső részén, a vulkáni lejtő dőlésszögével növekvő húzófeszültség miatt a fluidalitás általánosan 5–45° közötti értéket vett fel (*6., 8. ábra*).

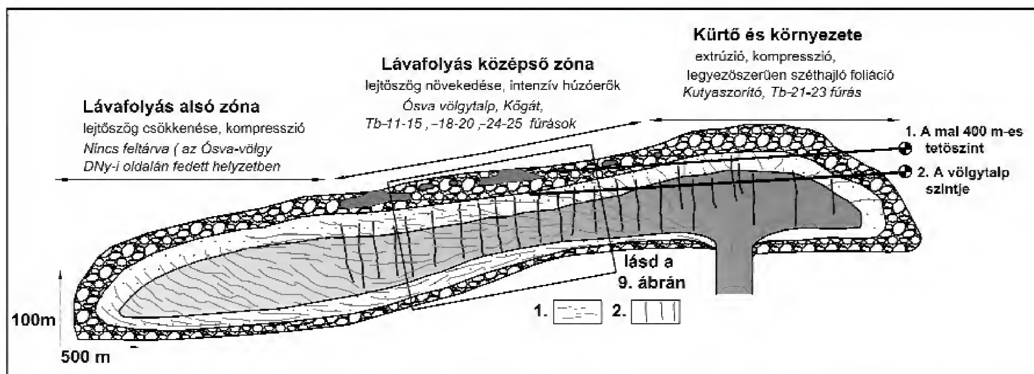
A lávaár hosszúságának becslését több tényező is nehezíti. A lávaár elvégződése nem tárul fel, mert a vizsgálati területünktől Ny-ra a lávalebenyek változó mértékben erodált peremeire további riolitos (Borinzás, Bíró-hegy), majd később andezites fedőképződmények települtek. Észak felé a kiemeltebb helyzet miatti nagyobb eróziós veszteség jelent problémát. A közepes méretű szubareális lávalebenyek hosszúsága az USA Ny-i részéről származó előfordulások leírásai alapján 1,5–5 km, a terület 0,1–4 $km^2$ (MANLEY & FINK 1987, ORTH & MCPHIE 2003), ami egyezik a tokaji-hegységi adatokkal.

A külső fáciesövek kifejlődésében a mechanikai igénybevétel, a hűlési folyamatok és a könnyenillók vándorlása játszották a fő szerepet. A mozgás közben kialakuló mikrorepedés-hálózat intenzív illóvándorlás lehetőségét teremtette meg. A kis litosztatikai nyomáskörülmények között erősödő vezikulációt az olvadékmozgás segítette buborék egyesülés tette hatékonyabbá, a horzsacső-nyalábok aránya néhol a 40%-t is elérhette. A lávaárfelszín horzsásodott anyaga a hűlés és mozgás okozta mechanikai igénybevételre intenzív breccsásodással válaszolt, ami a peremek felé egyre kifejezettebbé vált. A Tb–18, –19 fúrások esetében a breccsaöv már több 10 méter mélységig lehúzódik. A Tb–19 fúrásban a blokkméret eléri az 1 méteres nagyságrendet, amelyre az extrúzió záró periódusában az intenzívebb hűlés és mérséklődő olvadék-utánpótlás által kiváltott blokkos fragmentáció ad magyarázatot (ANDERSON et al. 1998). A felszín felé migráló illók az olvadék előrehaladásával kialakult redők kupolarészén gázzsákokat képezve akkumulálódtak (*8., 9. ábra*). A hasadéktól távolodó, mozgás által kiváltott húzóerők hatása alatt lévő olvadékban a gázzsákok diapirikus felemelkedésével mikroexplóziók oldódtak ki (vörös-fekete perlitbreccsa). A felszín felé kürtővel kapcsolódó anyag lencseszerűen húzódott az épen maradt horzsaköves részek alá (*9. ábra*)

A lávaár mélyebb részei felé haladva a litosztatikai nyomás növekedésével fokozatosan megszűnt a horzsásodás lehetősége (középső átmeneti öv) és tömöttebb üveges változatok jelentkeznek, amelyek a keresztszelvények alapján az Ósva-völgy irányában, DNy felé vastagszanak ki (*7–8. ábra,* Tb–24, –25 fúrás).

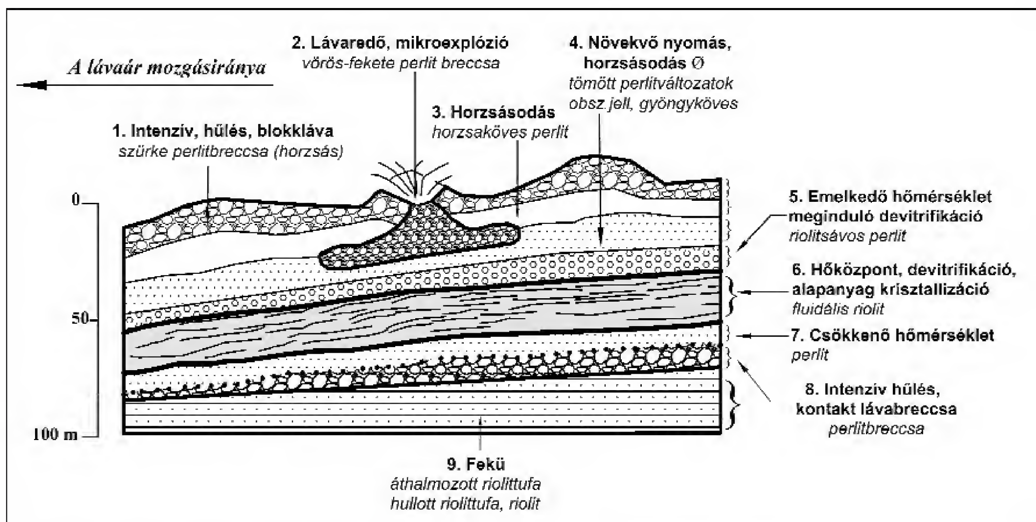
A lávaárszerkezetek hűlési profilját megvizsgálva nagymértékű aszimmetria állapítható meg. A hőközpont nem a test mértani középrégiójában, hanem ettől mélyebben helyezkedett el. A belső zónák felé továbbhaladva a hűlési ráta csökkenésével devitrifikáció és alapanyag-kristallizáció indult meg. Ez kezdetben csak egyes sávokra koncentrálódott (riolitos perlit), majd fokozatosan az anyag nagy részére kiterjedt (riolit). A szferolitos-felzites zónák kialakulása már az olvadékmozgás fokozatos megszűnéséhez köthető (*I. táblázat*). A csökkenő plaszticitású mikrokristályos öveket a extrúzió befejező fázisában még érték mozgásból származó erőhatások, amelyek a húzó-nyomó erőátmeneteknél kis mértékű, lokális breccsásodást okoztak (belső riolitbreccsák).

A lávamozgás megszűnését követően, a megszilárdulás végső stádiumában még intenzív mineralizációs folyamatok zajlottak, amelyek a litofízákban (cm–dm) gazdag, oldatmozgás szempontjából legátjárhatóbb riolitos perlit kőzettípust érintették. A gőzfázis kondenzációjával a már konszolidálódott üregfalakon tridimit vált ki. A kristallizáció utolsó fázisaként a litofízákat változó $SiO_2$ koncentrációjú




**8. ábra.** Egy savanyú lávaár szerkezete és fáciesövei. CAS & WRIGHT 1987, BONNICHSEN & KAUFMANN 1987 alapján módosítva, a fáciesövek jelkulcsa megegyezik a *7. ábrá*éval. A szürke árnyalat halványodása a olvadék hűlését jelzi
1 – Fluidalitás lefutási vonalai, 2 – Oszloposság

***Figure 8.*** *Structure and facies belts of an acidic lava flow. Based and modified on* CAS & WRIGHT *1987,* BONNICHSEN & KAUFMANN *1987. The legend of the facies zones is same with Figure 7. The melt cooling is indicated by the fading of grey colour*
*1 – Fluidality lines, 2 – Columnar joints*




**9. ábra.** Egy lávafolyás középső zónájának fáciesövei és folyamatai

***Figure 9.*** *Processes and facies belts of the middle zone of an acidic lava flow*

oldatok többnyire amorf, ritkábban kriptokirstályos kiválásai töltötték ki. A Kurtabérci-völgy változatos opál előfordulásai (nemes, tűz, viasz, tej), a Kutyaszorító és a fúrások riolitos perlitfáciesének intenzíven kovásodott, „vörös riolit” -fészkei, -rétegei egy ÉÉNy–DDNy csapású, mintegy 300 méter szélességben és km hosszúságban követhető zónát jelölnek ki (*6. ábra*). Ez megfelel az olvadékot megcsapoló és a kovásodás és opálosodás pályáit is kijelölő forrás hasadék rendszer lefutási vonalának.

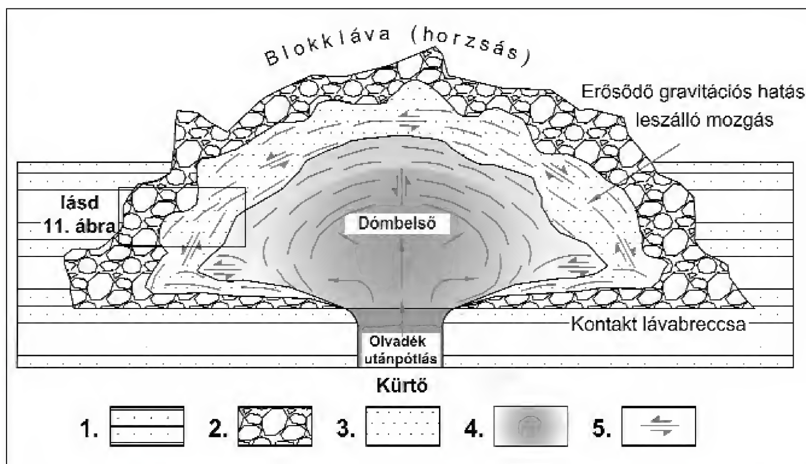
### *A Templomdomb–Cser-hegy összetett dagadókúp együttes*

A cser-hegyi extruzív dóm a riolitváltozatok egyik „locus classicus”-aként ismert (PANTÓ 1966). Az elsődleges forma jelentős eróziót szenvedett. Szálkőzet kibúvások csak a csúcson, valamint az Ósvára és Vörös-patak völgyére ereszkedő lejtőoldalak mentén találhatók. Az oldalakat számos helyen sűrű lejtőtörmelék fedi, amely a fő és oldal csúcsok környezetében a kőtenger méretig feldurvulhat. A Vörös-pataktól kelet felé haladva az üveges szegélyek és a centrális riolitos zónák váltakozása többszakaszú helyfoglalásra, több közel azonos időben létrejött testre utal.

A völgytalpak menti bázis részek (Templomdomb, Kossuth utca) a tufával közvetlenül érintkezve, nagyrészt abba ágyazódó szegéllyel rekedtek meg. A hideg tufa és az olvadék érintkezésén a hűlési ráta változásának függvényében jellegzetes szöveti övezetesség alakult ki (*10., 11. ábra*), amelyhez hasonlót VARJÚ (1954) írt le a tolcsvai Tér-hegyről.

A dómon belül a fáciesek a forma és a helyfoglalás törvényszerűségeinek megfelelően a lávaárakkal ellentétben szubhorizontálisan követik egymást. Az olvadék felszínközeli, endogén jellegéből adódóan a feszültség a test belsejében akkumulálódott, állandó nyomás alatt tartotta a már dermedő külső zónákat. Az erőhatások egyenetlenségét a közvetlen kontaktuson létrejött üveges szegélyfáciesek változó mértékű fragmentációja jelzi. Az olvadékmozgás irányában összegződő erőhatások legintenzívebben a Templomdomb K-i részét érintettek, ahol a kontakt breccsaöv vastagsága meghaladja a 100 métert, és a horzsásodás övén kívül a tömöttebb változatokat is (perlit, riolitos perlit) érintette. A helyfoglalás szakaszosságának bizonyítékai a Kossuth utcai védett feltárás, kipreparálódott, vertikális fluidalitású riolitos perlit erei. Ezeket a dóm leszálló olvadékmozgással jellemezhető peremzónáiból (*10. ábra*) a kürtő felől érkező olvadékinjekciós hatás préselte ki a már lehűlő, de még plasztikus deformációra képes üveg (obszidián) anyagba, mintegy hasadékszerűen áttörve azokat

A peremi üveges részletek a tufa-olvadék kontaktus utolsó állomásaként a nagy pórustérfogatú, vízzel telített tufaösszletből származó szingenetikus vízfelvétel eredményeként változó mértékben perlitesedtek, ami exhumálódásuk után erodálhatóságukat is jelentősen elősegítette. A kürtő felé haladva a hűlési ráta csökkenésével egyre erősödő devitrifikáció, alapanyag-krisztallizáció miatt az üveg mennyisége egyre alárendeltebbé vált (belső átmenti öv). A kevésbé igénybe vett részeken (Csemetekert) a magasabb hőmérsékletű riolitos részek még csak izolált foltokként jelentkeznek az üvegben. Ezeknek a szferoid tömegeknek (*II. tábla*) a belsejében az alapanyag krisztallizációval fokozatosan emelkedő illónyomás nagyméretű (~10 cm) litofízákat hozott létre. E zónától mintegy 100 m-re feltárul (Törő-kőfejtő) a legkisebb hűlési rátával jellemezhető dómbelső tömegét alkotó a szürke és rózsaszín-fehér, változó mértékben fluidális, gyakran örvényáramos szerkezetű, oszlopos riolit.




**10. ábra.** Egy endogén savanyú lávadóm fejlődésének elvi modellje fáciesövekkel (BUISSON & MERLE 2002 alapján módosítva)
1 – mellékkőzet (áthalmozott riolittufa), 2 – breccsa (horzsás), 3 – üveg (perlites), 4 – riolit 5 – belső olvadékmozgás

***Figure 10.*** *Conceptual development model of an endogenous acidic lava dome with facies belts (based and modified on BUISSON & MERLE 2002)*
*1 – host rock (reworked rhyolite tuff), 2 – breccia (pumiceous), 3 – intact glass (perlitized), 5 – rhyolite, 6 – interior melt movement*

A kürtő irányából érkező, szakaszos anyag és hűtánpótlás meghatározza a fluidális riolit makro- és mikroszkópos szöveti képét. Ennek bizonyítékai a szferolitos riolitzónában jelentkeztek a devitrifikáció (*szferolit, litofízák*), alapanyag-kristallizáció (*felzit*) és rekrisztallizáció (*felzit, hópehely szövet*) szöveti elemeinek egymásmellettiségével. A szferolitok hosszú kristálytűinek növekedése jelentősebb hőmérséklet csökkenés (ΔT= 115–315 °C) mellett történt (SWANSON et al. 1989). Kisebb hűlési ráta mellett a szferolitméret csökkent, a nagyméretű nyílt struktúrákat (~cm), tömött zárt szerkezetű egyedek váltják fel.

A hűlési folyamat következő, kisebb hőmérsékletű, de tartósan elhúzódó lépcsőjét az alapanyag-krisztallizáció képviselte (ΔT= 200–100 °C). A mikrokristályos-felzites foltok megjelenése mellett ebben a stádiumban gyakran előfordult, hogy az idősebb szferolitgeneráció egyedei rekrisztallizálódtak, ahol csak az elmosódó sugaras szerkezet és az éles kontúr utal elsődleges formára (*I. tábla*). A folyamat az olvadékutánpótlás függvényében többször megismétlődhetett, amit a többgenerációs szferolitképződés bizonyít.

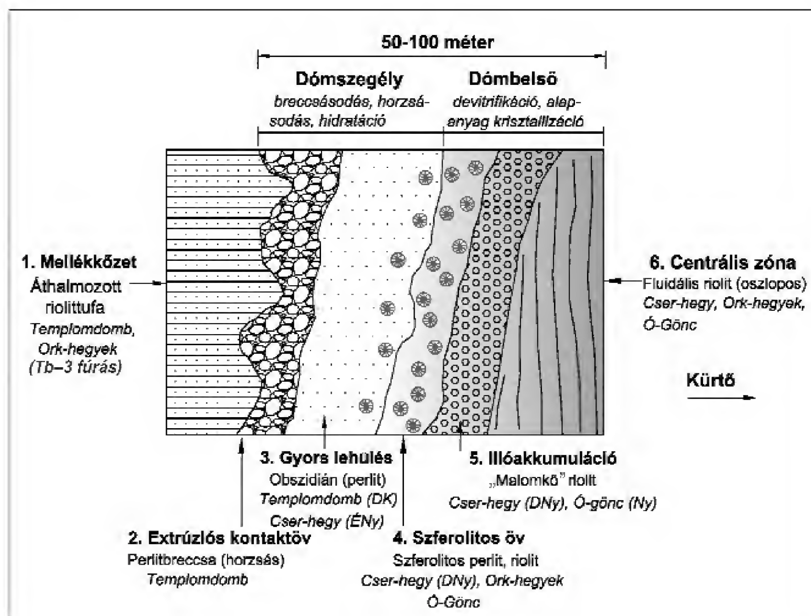
Az olvadékban az illótartalom eloszlásának egyenetlenségét a „malomkő riolit" reprezentálja legmarkánsabban, amely csak egy nagyon szűk nyomástartományban volt képes a „felhabzásra". Mozgásmentes környezetben „darázskő" jellegű változat képződött. Már kismértékű mozgás hatására is a deformálódó gázhólyagok egyesültek és energiájukat elveszítve fokozatosan ellapultak.

## *Monogenetikus riolit lávadómok*

A dómtevékenység kisebb méretű (<1 km) testeket is létrehozott. Az Ó-Gönc az Ósva-völgy talpától egységes lejtővel emelkedik 513 méter fölé, míg a Kis- és Nagy-Ork-hegy lába a 400 méteres morfológiai szintre támaszkodik. Az általános fáciessorend a Cser-hegynél vázolt modellt követi (*10., 11. ábra*), különbségek az illóeloszlásban, a helyfoglalás szakaszosságában és az erodáltsági fokban jelentkeznek. A monogenetikus jellegre a kisebb méret mellett a fáciesek még lejtőtörmelékben is azonosítható koncentrikus, övezetes elrendeződése utal.

A Kis-Ork-hegy az olvadék-utánpótlás egyenetlenebb voltát tanúsítja. A tetőrégióban intenzívebben igénybe vett, szferolitos megjelenésű változat már a devitrifikációs stádiumban szenvedett olvadékinjekciós hatást. A szürke szferolitos és a vöröses mátrix között cm nagyságrendű szabálytalan üregeket találunk. Az Ó-Gönc Ósva-völgyre néző oldalait szferolitos riolit sűrű törmeléke borítja, amely a láva nagyobb illótartalma miatt hólyagüreges megjelenésű. A szferolitok mérete 0,5–2 cm. Ez a szferolitos anyag a Nagy-Ork-hegyen már csak kisebb méretű szórtabb törmelékben jelenik meg. A testek magrészét alkotó fluidális riolit a legerősebben erodált tetőkön bukkan elő változó méretű blokkok (0,5–1 m) formájában. A dóm jelleg miatt a néha tökéletesen fluidális sávok gyakran széttagolódnak és örvényáramos rajzolatba mennek át (*III. tábla*). Gyakori szerkezeti elemként sugaras szerkezetű, gömbölyded, egyenetlen felszínű cm–dm átmérőjű litoid gumók jelennek meg.

A Cser-hegyhez viszonyított kisebb tömeg a felszínre került olvadék intenzívebb hűléséhez vezetett a fáciesarányokat az üveg mennyiségének növekedése felé tolva el. Ez azonban a testek kisebb mérete miatt abszolút értelemben alatta maradt a Cser-hegy méretű dóm üvegmennyiségének. Az erózió a breccsás-üveges szegély egészét letarolta és már csak a szferolitos-fluidális riolitból álló magrészek maradtak meg. A fáciestani sorrend alapján




**11. ábra.** Az áthalmozott riolittufa és a lávadómolvadék érintkezésén a hűlési ráta függvényében létrejött a terepi megfigyeléseken alapuló elvi fáciessorrend. Segítségével az eredeti vulkáni testek erodáltsága meghatározható

***Figure 11.*** *Lava facies zonality and its relative dimension developed at the contact of reworked rhyolite tuff and the dome melt as a function of cooling rate, based on field observations. With supporting of the model the degree of the primary volcanic form can be definable*

(*10–11. ábra*) a szferolitos riolit sűrű törmelékével borított Ó-Gönc kisebb mértékű eróziója valószínűsíthető. A Kis- és Nagy-Ork-hegy esetében a fluidális riolit törmelékének dominánssá válása a kürtőhöz közeli, mélyebb helyzetű övek felszínre kerülésének a bizonyítéka, ami viszont az erőteljesebb eróziós feltáródásra utal.

## Diszkusszió

Az eróziós folyamatok által átformált alacsony középhegységi, miocén vulkáni térszíneken az elsődleges vulkáni szerkezetek azonosítása csupán a morfológiai adottságok alapján nehézségekbe ütközik. Ilyen esetben meghatározó jelentőségű a vulkáni fáciestan, amelynek törvényszerűségei alapján a gyakran bizonytalan mozaikkockák is többnyire helyükre illeszthetők. A kisebb egységekre elkészített rekonstrukciók összekapcsolásával, a rétegvulkáni sorozat felépülésének vitás kérdései elfogadható pontossággal oldhatók meg. Ehhez megfelelő részletességű információk szükségesek (térképezési, mélyfúrási, petrográfiai, geokémiai, fáciestani).

A telkibányai Ósva-völgy a tokaji-hegységi vulkanizmus egyik klasszikus bimodális helyszíne. Az andezites és riolitos termékek a szarmata–kora-pannóniai vulkáni működés szinte teljes időskáláját felölelve váltakozó dominanciával fogazódnak össze. A savanyú vulkanizmus intenzitásmaximumát a szarmata elején a *Szerencsi Riolittufa Formáció* (felső riolittufa) sorozatának kifejlődésével érte el. A kezdetben sekélytengeri környezetben áthalmozódó anyagot (Telkibánya-Templomdomb), a tenger visszaszorulásával hullott és változó mértékben összesült ártufaképződmények váltották fel (Telkibánya: Cserepes, Tb–7 fúrás). Nagy mennyiségű piroklasztit felszínre kerülése az explóziós centrumok környezetében intenzív vulkanotektonikus beszakadásokhoz vezetett, amely a lávakőzetek feküjének morfológiáját mozaikossá tette. A magmakamra maradékolvadékait megcsapoló extrúziók a mélyaljzat törései és a beszakadási vonalak által preformáltan, az ÉNy–DK és az erre merőleges törésrendszer dominanciája mellett kezdték meg helyfoglalásukat.

A magas pórusvíztartalmú tufaösszlet paleohidrogeológiai adottságai mind a kürtőben lévő olvadék tulajdonságait, mind a felszín alatt megrekedt testek kontaminációs, differenciációs, kristallizációs, explóziós folyamatait jelentősen befolyásolhatták. Ennek egyik bizonyítéka az áthalmozott riolittufa felszínére települő, csak a Tb–3 fúrás által feltárt, csekély vastagságú, döntően horzsakő anyagú hullott riolittufa.

Az olvadékok geokémiai karakterére a magmakamra differenciációs folyamatai, valamint a kis extrúziós ráta miatt a kürtő menti mellékőzet tulajdonságai voltak döntő hatással. Az adatok arra utalnak, hogy a mélyebb alaphegységi aljzat káliumban relatíve szegényebb volt, míg a

vulkáni-szubvulkáni befogadó környezetet jelentő savanyú tufák üveges, néhol agyagos törmeléke és pórusvíztartalma viszont gazdagabb. Az olvadék a felszín felé haladva a változó víztartalmú tufaösszlet könnyen aktiválható elemeit (K, Ba) szelektíven mobilizálhatta, ami további differenciálódáshoz (savanyodás, alkália dúsulás) vezetett. Az ekkor olvadékba került elemek már nem tudtak érdemileg változtatni a befogadó savanyú magma kristályosodási jellegén.

A telkibányai savanyú vulkáni effúziós-extruziós ciklus a kőgáti lávaár kiömlésével indult. A rétegsorok újraértékelése során a korábbi perlitextrúziós modellel (ILKEYNÉ PERLAKI & BARABÁSNÉ 1964, MÁTYÁS 1971) szemben egyre több kétség fogalmazódott meg, amelyet csak a mélyfúrásokkal feltárt testek újraértelmezésével sikerült feloldani. A fáciesgenetikai bizonyítékok a kürtőt a mai Ork-hegyek környezetében valószínűsítik. A fáciesövezetesség a mechanikai igénybevétel hőmérséklet, illótartalom és nyomás változásainak függvényében alakult ki. Az olvadék maradék illótartalmának a külső zónákban történt akkumulációja horzsásodást idézett elő. A kürtőtől távolodva az erőteljes hűlés miatt lassú mozgású lávaanyag egyre intenzívebben breccsásodott. A nyomás növekedése a horzsásodás megszűnésével a tömött obszidiánba történő átmenethez vezetett. A szöveti változatok további fejlődésében a hőmérséklet vette át a vezető szerepet. A hőközpont közelében a kisebb hűlési ráta mellett megindult az alapanyag krisztallizációja. Az üvegben eleinte izoláltan jelentkező szferolitok és litoidsávok egyre dominánsabbá válása vezetett az intenzíven devitrifikálódott, fluidális riolitból felépülő magrész kialakulásához. A mozgás megszűnése után a hűlési folyamat a hőkiáramlás törvényszerűségeit követve az oszlopos elválási felületek kialakulásával zárult.

A lávaárműködést intenzív dómtevékenység követte. A Cser-hegy olvadéktömege a kőgáti lávaár és az áthalmozott riolittufa közé nyomult be. Az üveges szegélyek és a centrális riolitövek horizontális váltakozása alapján a Templomdombtól K-i irányban a csúcs felé haladva több benyomulási fázis azonosítható, alátámasztva a test összetett jellegét. A Kőgáttól DK-i irányban található kisebb dómok egyszerűbb, monogenetikus módon nyomultak fel. A testek külső, üveges szegélyei a változó mértékű hidratáció eredményeként gyakran perlitesedtek. A folyamat a Cser-hegy tufával érintkező bázisrészein szingenetikusan, még a hűlés kisebb hőmérsékletű stádiumában következett be. A felszíni részeken a perlites szerkezet kialakulásának posztgenetikus volta valószínűsíthető.

A savanyú vulkanizmus nagyméretű lávaárredőkkel, blokkokkal tagolt felszínt hagyott maga után, amelynek eróziója, felaprózása már a vulkanizmussal egyidőben, a szarmata–pannóniai korszak nedves szubtrópusi klímaviszonyai között megkezdődött. A Tokaji-hegység eróziós adatainak SRTM adatbázis alapján történő becslését KARÁTSON & TIMÁR (2004) végezte el. Az erózió átlagos értéke számításai alapján 30 m/M év értékre adódott, amely mintegy 300 méter lepusztult anyagot eredményezett volna. A vizsgálati terület azonban nem rendelkezett olyan nagy reliefenergiával, hogy ilyen mértékű eróziós rátát használjunk. Ezt alátámasztja az is, hogy a területen idősebb korú völgyrészletek nem találhatók. A pliocén végéig a klimatikus adottságok függvényében az andezites területek (Kánya-hegy, „tetőandezit") közötti hegylábfelszínként a vulkáni térszín változó mértékű alacsonyodása volt a jellemző.

A változó intenzitású tektonikus kiemelkedés, ill. a klimatikusan is igazolható lepusztulás, és völgybevágódás döntő szakasza a pleisztocén folyamán következett be. A völgyfejlődés a fő szarmata tektonikai irányt követve az üveges szegélyek mentén, a fáciesöveket azokat hagymahéjszerűen lefejtve haladt előre a kürtők irányába. A keményebb riolitanyag így az áthalmozott riolittufa és a kőgáti lávaár puhább anyagának gyorsabb pusztulása mellett került egyre magasabb térszíni helyzetbe.

A Cser-hegy esetében az üveges dómszegélyek az exponáltabb helyzetű tetőrégiókban és völgyszűkületeknél (Törő-kőfejtő) kivétel nélkül eltűntek, itt a dómbelső riolitfácieseit találjuk meg. A perlitváltozatok a szélesebb völgytalpak környezetében jelentkeznek, ahol a bevágódás és oldalazó erózió nem tudta lepusztítani őket A monogén dómok esetében a kisebb méret és az exponáltabb helyzet miatt több helyen a fluidális dómbelső is feltárul.

A kőgáti erodált lávaár esetében a völgyfejlődés egy lenyesett, elegyengetett felszínen indult meg. A völgytalp kezdetben a felső üveges, horzsaköves és breccsás perlittípusokba vágódott majd az Ósva-völgy felső szakaszáról (Köves-patak) és DNy-i oldaláról származó andezites görgeteg és törmelék anyag véső hatásának segítségével gyorsan mélyült és szélesedett. Ez a folyamat azonban a pleisztocén végére, holocén elejére a keményebb riolitos perlit és riolit kőzettípusokat elérve lelassult. Ma a változó vastagságú hordalékanyag alatt ezek alkotják a néhol fedetlen sziklatalapzatos völgytalpat.

A tektonikai vonalat követő Ósva mellett, a ma Csenkőnek nevezett alsó szakasz a Hernád völgye felől (*1. ábra*) eróziósan vágódott hátra, s összetett fejlődésű völgggyé kapcsolta a szakaszokat. A pleisztocén bevágódás értéke egyes részeken a 150 métert is meghaladhatta (KOZÁK 1979), a holocéné csak a völgyszűkületek esetében (pl. Kutyaszorító) érte el a 8–10 métert.

## Következtetések

1. A korábbi munkák (HERMANN 1952, LIFFA 1953, PANTÓ 1966, ILKEYNÉ PERLAKI 1972) legnagyobb problémája az volt, hogy petrográfiailag nagy precizitással jellemzett fáciesek elsődleges formakincshez kötését csak a kisebb testek esetében sikerült részben megvalósítani (dómok, dyke-ok). Bár a kőzetváltozatok leírása egyre jobban letisztult, fokozatosan elkülönültek az elsődleges és másodlagos jellegek, a terület bonyolultsága és a térképezési, ill. a nyersanyag-kutatási célfeladatok mellett a teljes genetikai rekonstrukció háttérbe szorult.

2. A felmerült kérdések tisztázása a nemzetközi tapasztalatok alkalmazásával és hazai kutatások újraértékelését igényelte, amellyel bizonyos jelenségek mozgatórúgói, aktivitási intervallumai új megvilágításba kerültek. Az esettanulmányok és laboratóriumi vizsgálatok eredményeit összegző fáciestani modellek segítségével a paleovulkáni rekonstrukciónál a dómok és lávaárak egyedi szerkezeti sajátosságaik alapján egyértelműen elkülöníthetővé váltak. A morfológiai egységek térbeli helyzetéből a relatív kitörési sorrend is megállapítható volt.

3. A már korábban is dómként értelmezett testek összehasonlító vizsgálata a formák összetett (Cser-hegy) vagy monogenetikus jellegére (Ó-Gönc, Ork-hegyek) világított rá.

4.A Kőgát környezetében a vizsgálatok egy több km$^2$ kiterjedésű lávaárszerkezet igazoltak, amelyet a szöveti zónák és szerkezeti elemek lefutási vonalainak segítségével horizontális (kürtő, lávafolyás) és vertikális metszetben (fácieszónák) tagolni lehetett.

5. A perlites fáciesek nagyarányú horizontális és vertikális elterjedése a terület kisebb eróziós kitettségének és a keményebb lávatestek, illetve délen a fedőandezitek védőhatásának a következménye. A Tokaji-hegység más savanyú lávakőzet területeinek exponáltabb helyzete az üveges szegélyfáciesek sokkal intenzívebb lepusztulását (Erdőbénye–Tolcsva–Erdőhorváti) és esetenként szinte teljes megsemmisülését (Abaújszántó–Sátor-hegy) eredményezte.

6. Vizsgálati eredményeink a savanyú lávakőzetsorozatok egységes, fáciestani-paleovulkáni újraértékelésének szükségességét vetik fel. A riolitfáciesek nagyobb arányú megjelenésével és intenzívebb erózióval jellemezhető kürtőrégiók orientációjának felismerése a perlit haszonanyag eloszlásának pontosabb becsléséhez nyújt segítséget.

## Köszönetnyilvánítás

Köszönetünket szeretnénk kifejezni GYARMATI Pálnak a munkában nyújtott segítségért, a szakmai konzultációkért, a kutatási anyagok rendelkezésre bocsátásáért. Köszönet illeti továbbá a cikk bírálóit ILKEYNÉ PERLAKI Elvirát és ZELENKA Tibort, akiknek építő kritikái nagyban hozzájárultak, hogy a tanulmány elnyerje végső formáját.

## Irodalom – References

ANDERSON, S. W., STOFAN, E. R., PLAUT, J. J. & CROWN, D. A. 1998: Block size distribution on silicic lava flow surfaces: Implication for emplacement conditions. – *Geological Society of America Bulletin* v. 110 no. **10**, 1258-1267.

BARTHA, A. & BERTALAN, É. 1997: Determination of the rare earth elements of rock samples by ICP-MS using different sample decomposition methods. – *Acta Minerologica-Petrographica, Szeged,* **38,** 131-149.

BEUDANT, F. S. 1822: *Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année (1818).* – Chez Verdiére Libraire Quai Des Augustines No. 25, Paris, 659 p.

BONNICHSEN, B. & KAUFFMANN, D. F. 1987: Physical features of rhyolite lava flows in the Snake River Plain volcanic province, southwestern Idaho in The emplacement of silicic domes and lava flows. – *Geological Society of America Special Paper* **212,** 119-145

BORBÉLY A. 1922: Pálháza környékének rhyolitos kőzetei. – *Egyetemi doktori értekezés,* Szeged.

BUISSON, C. & MERLE, O. 2002: Experiments on internal strain in lava dome cross sections. – *Bulletin of Volcanology* **64,** 363-371.

CAS, R. A. F & WRIGHT, J. V. 1987: *Volcanic successions, modern and ancient.* – Allen and Unwin, London, 75-89.

COLE J. W., MILNER D. M. & SPINKS K. D. 2005: Calderas and caldera structures: a review. – *Earth Science Reviews* **69,** 1-26.

CSILAG J., & ZELENKA T. 1999: A magyarországi perlitlelőhelyek földtani-genetikai típusai. – *Építőanyag* 51. évf. 2. szám

DAVIS, B. & MCPHIE, J. 1996: Spherulites, quench fractures and relict perlite in a Late Devonian rhyolite dyke. – *Queensland, Australia Journal of Volcanology and Geothermal Research* 71, 1-11.

DOWNES, H., PANTÓ, GY., PÓKA, T., MATTEY, D. P. & GREENWOOD, P. B. 1995: Calc-alcaline volcanics of the Inner Carpatian arc, Northern Hungary: new geochemical and oxygen isotopic results. – *Acta Vulcanologica* 7/2, 29-41.

ESMARK, I. 1798: *Kurze Beschreibungen einer mineralogische Reise durch Ungarn, Siebenbürgen und das Bahnat.* – Freyberg, Craz, 191 p.

FICHTEL, J. E. 1791: Mineralogische Bemerkungen von den Karpathen. II. – Vienna, 381-730.

FINK, J. H. (ed.) 1987: The emplacement of silicic domes and lava flows. – *Geological Society of America Special Paper* **212,** 1-145.

FINK, J. H. & MANLEY, C. R. 1987. Origin of pumiceous and glassy textures in rhyolite domes and flows in The emplacement of silicic domes and lava flows. – *Geological Society of America Special Paper* **212,** 77-89

GYARMATI P. 1981: Tokaji-hegységi perlitprognózis. Összefoglaló jelentés az 1978-80 között elvégzett munkáról. – *Kézirat,* Országos Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, No. 9476.

GYARMATI P., KOZÁK M. & SZÉKYNÉ FUX V. 1986: Telkibányai opál előfordulás földtana és genetikája. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1984-ről,* 355-376.

GYALOG L. & BUDAI T. (szerk.) 2004: Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztratigráfiai tagolására. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2002,* 195-232.

HERMANN M. 1952: Telkibányai riolitok és andezitek petrográfiája és petrokémiája. – *Földtani Közlöny* **82,** 349-367.

HORVÁTH J. & ZELENKA T. 1994: Új eredmények a telkibányai érces terület kutatásában. – In SZAKÁLL S. & WEISZBURG T. (szerk.): A Telkibányai területe érces ásványai. *Top. Miner. Hung. II.* Herman Ottó Múzeum, Miskolc, 87-112.

ILKEYNÉ PERLAKI E. & BARABÁSNÉ S. E. 1964: A horzsakő fogalma, szöveti jellege és genetikája. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése1961-ről,* 535-556.

ILKEYNÉ PERLAKI E. 1967: *Gönc. Magyarázó a Tokaj-hegység földtani térképéhez, 25 000-es sorozat* – MÁFI, Budapest, 48 p.

ILKEYNÉ PERLAKI E. 1972a: A Tokaji-hegység harmadkori savanyú vulkanizmusa. – *Kézirat,* Országos Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 256 p.

ILKEYNÉ PERLAKI E. 1972b: A Telkibánya - Kőgát-i perlit előfordulás felderítő kutatásának zárójelentése és készletszámítása. – *Kézirat,* Országos Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 311 p.

ILKEYNÉ PERLAKI E. 1978. *Nyíri. Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez, 25 000-es sorozat.* – MÁFI, Budapest, 55 p.

KARAPETIAN, S. G., JRBASHIAN, R. T., MNATSAKANIAN, A. K. 2001: Late collision rhyolitic volcanism in the north-eastern part of the Armenian Highland. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **112,** 189–220.

KARÁTSON D. & TIMÁR G. 2004: Az Eperjes–Tokaji- és a Kelemen–Görgényi–Hargita vulkáni vonulat összehasonlító térfogatszámítása SRTM-adatok alapján: vulkanológiai és felszínfejlődési következetések in A földrajz eredményei az új évezred küszöbén. – *A II. Magyar Földrajzi Konferencia tudományos közleményei,* CD kiadvány.

KOZÁK M. 1979: Lehordási modellterület felépítésének és kőzetanyag transzportjának földtani vizsgálata (Telkibánya). – *Kézirat,* Egyetemi doktori disszertáció, Debrecen, KLTE, 1–179.

KOZÁK M. 1994: Telkibánya kőzetföldtani felépítése és fejlődéstörténete. – In: SZAKÁLL S. & WEISZBURG T. (szerk.): A Telkibányai terület érces ásványai. – *Top. Miner. Hung. II.* Herman Ottó Múzeum, Miskolc, 45–81.

KOZÁK M. & PÜSPÖKI Z. 1999: Földtani összefoglaló a Hollóháza, Sátoraljaújhely és Nyíregyháza 1:100 000-es méretarányú térképlapok fedetlen neogén vulkanosztratigráfiai térképéhez. – *Kézirat,* Debreceni Egyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék Adattára, Debrecen.

KOZÁK M., PÜSPÖKI Z. & MCINTOSH R. 2001: Structural development outline of the Bükk mountains reflecting recent regional studies. – *Acta Geogr. Geol. et Meteor. Debrecina* **80,** 135–175.

LE MAITRE, R. W. (ed.) 1989: *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms.* – Blackwell, Sci. Publ., Oxford–London, 1–252.

LIFFA A. 1953a: Telkibánya környékének földtana és kőzettana – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **41/3,** 1–78.

LIFFA A. 1953b: Tokaji-hegység perlitelőfordulásai. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1951-ről,* 31–48.

MANLEY, C. R. & FINK, J. H. 1987: Internal textures of rhyolite flows as revealed by research drilling. – *Geology* **15,** 549–552.

MARSHALL, R. R. 1961: Devitrification of natural glass. – *Geol. Soc. Am. Bull.* **72,** 1493–1520.

MÁTYÁS E. 1971: A perlit, mint vulkáni kőzetfácies. – *Perlitkonferencia Balatonfüred, Épít. Tud. Egy.,* 21–75.

NASEDKIN, V. V. & PETROV, V. P. 1962: Experimental production of a perlitic structure in volcanic glass. – *Dokl. Akad. Sci. USSR.* **146,** 153–155.

ORTH, K. & MCPHIE, J. 2003: Textures formed during emplacement and cooling of a Plateoproterozoic, small-volume rhyolitic sill. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **128,** 341–362.

PANTÓ G. 1964: A Tokaji-hegység földtani vizsgálata, 1961. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1961. évről,* 471–481.

PANTÓ, G. In: BOCZÁN B., FRANYÓ F., FRITS J., LÁNG S., MOLDVAY L., PANTÓ G., RÓNAI A., STEFANOVITS P. 1966: *M-34-XXXIV. Sátoraljaújhely. Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához.* – MÁFI, Budapest, 1–132.

PAPP G. 1994: A telkibányai opál („Telkebanyerstein") története. – In: SZAKÁLL S. & WEISZBURG T. (szerk.): A Telkibányai területe érces ásványai. *Top. Miner. Hung. II.* Herman Ottó Múzeum, Miskolc, 199–209.

PÁLFY M. 1915: A Pálháza környéki riolittterület Abaúj-Torna vármegyében. – *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése1914-ről,* 312–323.

ROSS, C. S. & SMITH, R. L. 1955: Water content and other volatiles in volcanic glasses. – *American Mineralogist* **40,** 1071–1089.

RICHTHOFEN, F. 1861: Studie aus dem ungarisch-siebenbürgischen Trachytgebirgen. – *Jahrb. d. k.k. Geol. Reichsanst.* **11 (2),** 153–278.

ROLLINSON, H. R. 1998: *Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Intrepretation.* – Practice Hall New York, 352 p.

RÓZSA, P., SZÖŐR, GY., ELEKES, Z., GRATUZE, B., UZONYI, I. & KISS, Z. Á. 2006: Comparative geochemical studies of obsidian samples from various localities. – *Acta Geol. Hung.* **49/1,** 73–87.

STASIUK, M. V., BARCLAY, J., CARROLL, M. R., JAUPART, C., RATTÉ, J. C., SPARKS, R. S. J. & TAIT S. R. 1996: Degassing during magma ascent in the Mule Creek vent (USA). – *Bulletin of Volcanology* **58,** 117–130.

STEVENSON, R. J., BRIGGS, R. M. & HODDER, A. P. W. 1994: Physical volcanology and emplacement history of the Ben Lomond rhyolite lava flow, Taupo Volcanic Centre, New Zealand. – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* **37,** 211–221.

SUN, S. S. 1980: Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges,ocean islands and island arcs. – *Phil. Trans. R. Soc. London,* **A297,** 409–445.

SWANSON, S. E., NANEY, M. T., WESTRICH, H. R. & EICHELBERGER, J. C. 1989: Crystallization history of Obsidian Dome, Inyo Domes, California. – *Bulletin of Volcanology* **51,** 161–176.

SZABÓ J. 1867: A Tokaj-Hegyalja obszidiánjai – *Magyarhoni Földtani Társulat munkálatai* **3,** 147–172.

SZÁDECZKY GY. 1886: A magyarországi Obsidianok, különös tekintettel geológiai viszonyaikra. – *Értekezések a Term. Tud. Köréből* **16,** 1–62.

SZÁDECZKY GY. 1890: A magyarországi rhyolitokról. – *Pótfüzetek a Term. Tud.-i közlönyhöz az 1890. évi XXII. kötethez,* 71–77.

SZEPESI J., ÉSIK ZS. & VINCZE L. 1999: Egy védett földtani objektum értékfeltáró-minősítő vizsgálata, A Tokaj-Lebuj riolit-perlit feltárás XXIV. – *Országos Tudományos Diákköri Konferencia Földtudomány tagozat, Környezetföldtan szekció DE,* Ásvány és Földtani Tanszék Adattár.

SZEPESI J. 2004: A savanyú vulkanizmus sztratigráfiája és területi tagolása ÉK-Magyarországon. – *Nyíregyházi Főiskola Természettudományi Közlemények* **4,** 261–273.

SZEPESI J. 2007: Az abaújszántói Sátor–Krakó hegycsoport földtani és morfológiai fejlődéstörténete. – In: FRISNYÁK S. & GÁL A. (szerk.): Szerencs, Dél-Zemplén központja. *IV. Tájföldrajzi konferencia előadásai,* 95–105.

TAKÁCS J. 1994: A telkibányai opálváltozatok ásványtani vizsgálata. – In: SZAKÁLL S. & WEISZBURG T. (szerk.): A Telkibányai területe érces ásványai. *Top. Miner. Hung. II.* Herman Ottó Múzeum, Miskolc, 209–225.

THOMPSON, R. N. 1982: Magmatism of the British Tertiary volcanic province. – *Scott. J. Geol.* **18,** 49–107.

TOWNSON, R. 1797: *Travels in Hungary with a short account of Vienna in the year 1793. Chap. XI.* – G. G. and J. Robinson, London, 261–303.

VARJÚ GY. 1956: Tolcsva környéki földtani térképezés. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1955–56. évről,* 375–405.

VENDL A. 1927: A magyarországi riolittípusok. – *Math. és Term. Tud. Közl.* **36,** 1–96.

VOLAROVICS, M. P. 1944: Opütü po nagrevanju obszidianov pod davleniem v szvjazi sz voproszom genezisza pemzü Zap Vszerosz. – *Minaralog O. va/1,* **13,**

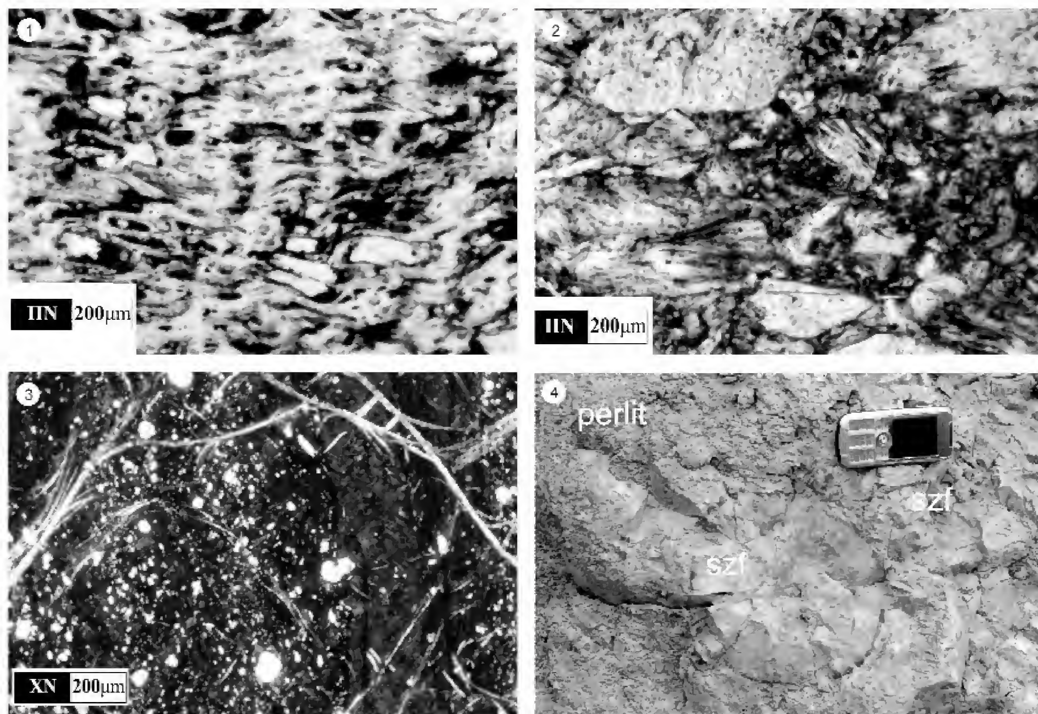
WOLF, H. 1869: Erlauterung zu den Geologischen Karten der Umgebung von Hajdunánás, Tokaj und Sátoraljaújhely. – *Jahrb. D. k. k. Geol. Reichsanst.* **19,** 235–264.

ZIPSER, C. A. 1817: *Versuch eines topographisch-mineralogisch Handbuches von Ungarn.* – Oedenburg, 440 p.

ZIRKEL, F. 1873: *Die mikroskopische beschaffenheit der mineralien und gesteine.* – Verlag von Wilhelm Engelmann, Leipzig, 265–345.

Kézirat beérkezett: 2007. 01. 08.

# I. tábla – Plate I



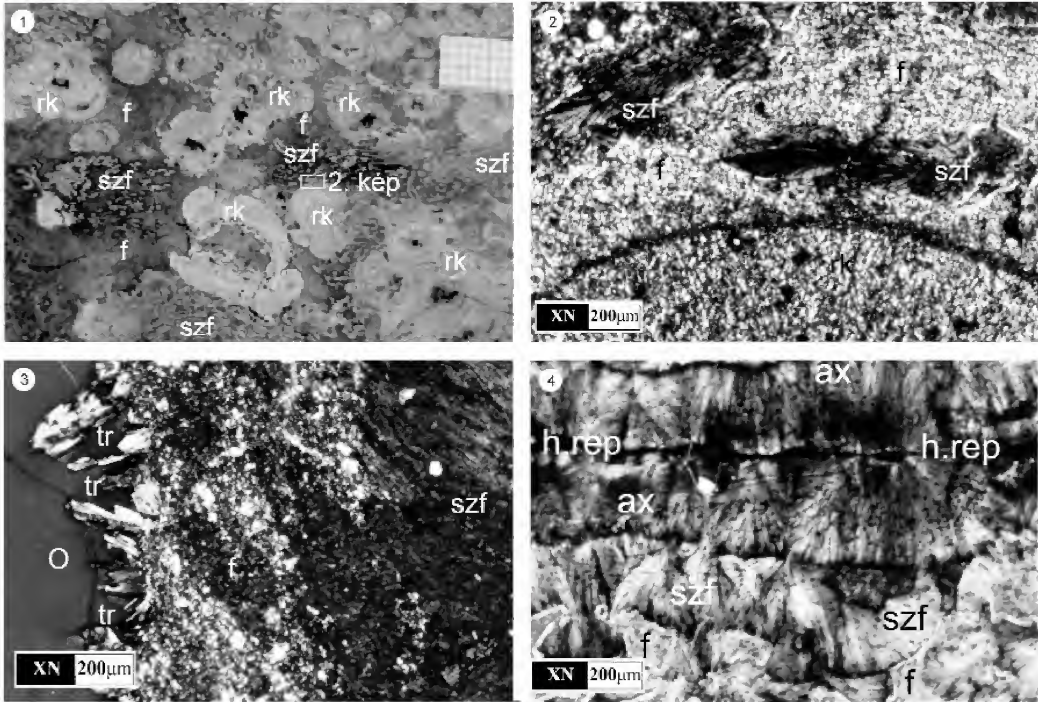

1. Horzsaköves perlit melyben, a gázáramlás mikrokapillárisai (sötét szín) 30–100 µm szélességűek (IIN).
*1. Pumiceous perlite, in which the gas flow microcapillaries (dark coloured) are 30–100 µm wide (IIN).*

2. Horzsás alapanyagú szürke perlitbreccsa finomtörmelékes mátrixa, a kőgáti lávaár tetőrégiójából (IIN).
*2. Finely fragmented matrix of grey perlite breccia with pumiceous groundmass from the peak region of Kőgát rhyolite flow (IIN).*

3. A perlit szövetében a koncentrikus elválás vonalai között már a kezdődő alapanyag-krisztallizáció felzites, szferokristályos foltjai (világos foltok) jelennek meg (XN).
*3. In the texture of perlite between the concentric perlitic lines appear the felsitic patches and spherocrystals (light coloured) of the starting groundmass crystallization (XN).*

4. Sugaras szerkezetű riolitos szferoid gömb (∅>10 cm, szf) szürke perlitben, a Cser-hegy dóm középső átmeneti zónája, Csemetekert
*4. Rhyolitic spheroid orb with radiating fabric* (∅>10 cm, szf) *in grey perlite, middle transition zone of Cser Hill dome, Csemetekert (Sapling garden).*

## II. tábla– Plate II




1. Szferolitos riolit a Cser-hegy tetőrégiójából a többszakaszú hűlés során kialakult szöveti bélyegekkel. A világos színű rekrisztallizált foltok (rk) belsejében található kisméretű üregek falát tridimit burkolja. A nagyméretű (cm) nyílt szferolitok metszetei (foltok, szálak) világosszürkék. A mikrokristályos mátrix (f) sötétszürke.

*1. Spherulitic rhyolite from the peak region of the Cser Hill with textural markers of the multi-stage cooling. The small sized hollows of the light colored recrystallized masses (rk) are covered by tridimite. The intersections of the large sized open spherulites (pathches, fibres, szf) are light grey. The microcrystalline matrix (f) is dun colored.*

2. A kiemelt rész mikroszkópi felvétele. A legkorábban lehűlt, hólyagüreges szferoid gömbök (rk) teljes egészében felzitesen rekrisztallizálódtak, csak éles kontúrjuk választja el a hasonló mátrixtól. A második szferolit generáció (sötét foltok, szf) egyedei üdék (XN).

*2. Microscopic view of the highlighted area The early cooled vesicled, spheroidal masses (rk) entirely suffered felsitic recrystallization and only dark, sharp outline (bottom) separate these from the similar matrix. The 2$^{nd}$ spherulite generation (dark pathches, szf) are fresh (XN).*

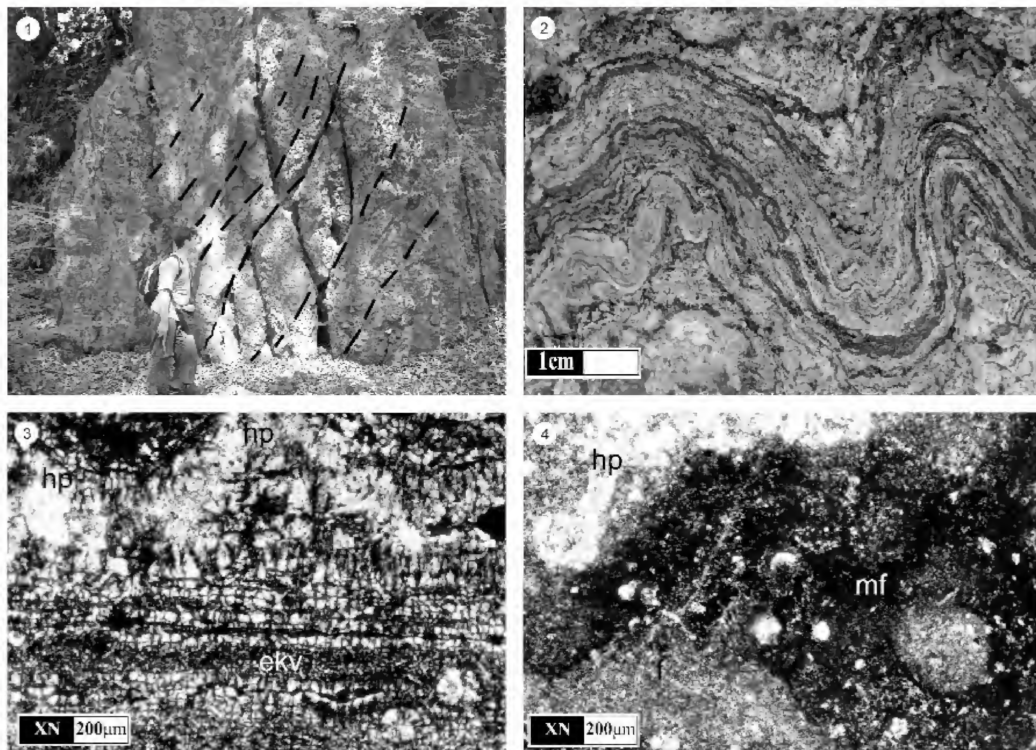
3. Hólyagüreges vörös riolitér szürke gyöngyköves perlitből tridimit bevonattal (tr) és viaszopál üregkitöltéssel (Kurtabérci-völgy). A szöveti változatok jobbról: szferolitos sáv (sötét, szf.), felzites sáv (világos, f), hólyagüreg, falán tridimittel (tr) majd az egészet kitöltő opállal (O), (XN).

*3. Amygdaloidal rhyolite vein from grey perlite with tridimite coating and vaxopal filling. The texture zones from right: spherulitic band (dark, szf), felsitic band (light, f), an amygdale with tridimite on the wall tr), and the filling up opal (O), (XN).*

4. Szferolitos riolit az Ósva-völgyből. Az egyenetlen hűlési folyamat eredményeként fejlődött, hűlési repedés menti több generációs axiolit (ax) és szferolit (szf) képződéssel, alárendelt mennyiségű felzittel (f), (XN).

*4. Spherulitic rhyolite from Ósva Valley. The development of few generations of axiolites (ax) and spherulites (szf) along a cooling crack and the subordinate felsite (f) are the evidences of uneven cooling(XN).*

**III. tábla– Plate III**




1. A hasadék kürtő környezetében (Ósva-völgy, Kutyaszorító) a meredek dőlésű vastag pados elválási rendszer átmetszi az oszloposság függőleges lefutási vonalait.

*1. The steep dipping slabs cut through the columnar joint lines at the environment of the fissure vent (Ósva Valley, Kutyaszorító).*

2. Fluidális riolit a Nagy-Ork-hegy, tető régiójából. A lávaredőkkel tagolt fluidális szövetben, a világos sávok felzites alapanyag krisztallizációt, a szürke sávok szferolitos devitrifikációt mutatnak.

*2. Fluidal rhyolite from the Nagy-Ork Hill peak region. The texture is dissected by multiple lava folding, the light bands show felsitic groundmass crystallization, the grey bands spherulitic divitrification.*

3. Fluidális riolit a Kis-Ork-hegyről ekvigranuláris krisztobalit (ekv) és hópehely (hp) szöveti foltokkal.

*3. Fluidal rhyolite from the Little-Ork Hill with ekvigranular crystobalite (ekv), and snowflake (hp) texture pathches.*

4. Különböző kristályossági fokú foltok mintázata fluidális riolitból hópehely szövettel (világos részek 70-200 μm, hp), felzites (szürke foltok, 10-30 μm, f) és mikrofelzites (sötét területek <10 μm, mf) részletekkel (XN).

*4. Pattern of different crystallization scale patches of fluidal rhyolite with snowflake texture (light areas, 70-200 μm, hp), felsitic (grey patches, 10-30 μm, f) and microfelsitic regions (dark space, <10 μm, mf), (XN).*

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
**138/1**, 85–96., Budapest, 2008

# Rövid tudománytörténeti áttekintés a negyedidőszak és néhány kapcsolódó geokronológiai kifejezés eredetéről-sorsáról

*„A diluvium ... a biblía özönvizétől származtatott ugyan a szó, de nem az értelem. A geológia megtartja, a nélkül hogy reá szorulna, de a szokás néha oly csekélységekre is vonatkozhatik, mint a jelen esetben, hogy t.i. rimes az alluvium és a diluvium."*

(SZABÓ 1893)

BRADÁK Balázs[1]

[1]ELTE TTK, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Természetföldrajzi Tsz., Bp. 1117, Pázmány P. sétány 1/C, bradak.b@gmail.com

*Short historical overview about the roots and chance of Quaternary and some connecting term*

Abstract

One of the most important questions in recent geochronological debate is the hierarchical rank of the Quaternary in the geological time scale. The effort of International Commission on Stratigraphy (ICS) has been stronger and stronger in urging the deletion of the Quaternary from the time scale, regarding it as an anachronistic term; the Neogene could then be extended to the present. The International Union for Quaternary Research (INQUA) has responded to this, standing by the Quaternary as a system, and it has cooperated with the ICS in the creation of different versions in order to frame the Quaternary into a geochronological system.

Two versions remained from the numerous on offer in 2007:

— In the ICS point of view is that the Quaternary system should be regarded as a "sub-era", which correlates with the late Neogene period. The lower boundary of the sub-era is joined to the beginning of Gelasian Stage (2,6 ma BP). The upper boundary of the Neogene should be extended to the recent.

— The INQUA would like to extend the lower boundary of the Pleistocene and Quaternary at the expense of the Gelasian Stage of Pliocene. The Quaternary should stay as a system in the geochronological time scale.

Besides retaining the term quaternary the other effort of INQUA has been to extend the boundary of the Pleistocene (both Quaternary) to 2.6 ma BP. One of the most important arguments is that the beginning of the Quaternary and Pleistocene is indicated by the first craggy climatic change. Thus the beginning of the Pleistocene and the beginning of Quaternary are inseparable indicate a "moment" in the geochronology. There are important roles for the historical development and the interlocking of the terms "ice age", "Pleistocene" and "Quaternary" in the latter discussion.

The Quaternary Subcomission of the National Commisson on Stratigraphy of the Hungarian Academy of Science has determined that the boundary of the Quaternary and Pleistocene should be at 2,58 ma BP, based on the findings of numerous studies carried out in Hungary. In Hungary the interpretation of the Quaternary and the Pleistocene was the same as that of the INQUA version, even before the international debate began.

*Keywords: diluvium, iceage, Pleistocene Holocene, Quaternary, INQUA, ICS*

Összefoglalás

A napjainkban zajló geokronológiai viták egyik legfontosabb kérdése a kvarter/negyedidőszak helyzetének tisztázása a földtörténeti kortáblán. A Nemzetközi Rétegtani Bizottság (International Comission on Stratigraphy, ICS) azon törekvése, hogy, mint anakronisztikus kifejezést törölje a kortábláról és a neogén időszakot napjainkig terjessze ki, az ezredforduló táján igen erőteljessé vált. A negyedidőszak-kutatásokat nemzetközi szinten összefogó Negyedidőszak-kutatások Nemzetközi Szövetsége (International Union for Quaternary Research, INQUA) reagálva ezekre a törekvésekre, kiállt a negyedidőszak, mint terminus szükségesség mellett, illetve az ICS-el együttműködve különböző változatokat készített a kvarter geokronológiai rendszerbe illesztésére.

A számos változat közül jelenleg két elképzelés maradt:

— Az ICS a kvarter, a neogén késői szakaszával párhuzamosítható, alidő rangra emelése mellett tört pálcát. Kezdetét a gelasi korszak kezdetéhez kapcsolnák (~2,6 M éve) és a neogén időszak határát napjainkig terjesztenék ki.

— Az INQUA a pleisztocén, és egyben a kvarter határának kitolását tartaná szükségesnek, a pliocén, gelasi korszakának „rovására". A kvartert pedig, mint a neogént követő földtörténeti időszakot megtartaná a geokronológiai rendszerben.

A negyedidőszak terminus megőrzése mellett, az INQUA egyik legfontosabb törekvése, a pleisztocén (és egyben a negyedidőszak) határának 2,6 M év környékére történő kitolása. A legfőbb érvek egyike, hogy a negyedidőszak és

egyben a pleisztocén kezdete a neogén utáni első markáns klímaváltozásokhoz kapcsolható. Tehát a negyedidőszak kezdete a pleisztocén kezdetétől szétválaszthatatlan "földtörténeti pillanatot" jelöl és ebben jelentős szerepe van az említett kvarter, pleisztocén és a jégkorszak terminusok tudománytörténeti fejlődésének és összefonódásának is.

Magyarországon az Akadémiai Rétegtani Bizottság Negyedidőszaki Albizottsága különböző, az 1970-es évek óta zajló kutatásokra alapozva a negyedidőszak és egyben a pleisztocén határát 2,58 M év-ben határozta meg. A magyarországi geokronológiai felosztásban már jóval a nemzetközi viták előtt megjelent és elfogadottá vált az INQUA jelenleg kialakított változata a negyedidőszak és pleisztocén státuszára és lehatárolására a földtörténeti kortáblán.

*Tárgyszavak: diluvium, jégkorszak, pleisztocén, holocén, negyedidőszak, INQUA, ICS*

## Bevezetés

Egyes a földtörténeti korbeosztást és geokronológiai problémákat érintő értekezések (Gradstein et al. 2004) illetve az időközönként kiadott „Geological Time Scale” című sorozat legutóbbi megjelenése (Gradstein et al. 2005) jelentős vihart kavart a negyedidőszakkal foglalkozó kutatók köreiben, magának a negyedidőszaknak, mint sztratigráfiai és geokronológiai egységnek a megkérdőjelezésével. A tudomány nemzetközi vizein fodrozódó hullámok hazánkat is elérték, ezért úgy gondolom, hogy a nemzetközi és magyar „jégkorszak-kutatások” és a korbeosztás fejlődésének rövid történeti áttekintésével érdemes ezt, a magyar negyedidőszak-, és/vagy pleisztocénkutatás számára is fontos kérdést boncolgatni. A kutatástörténeti összegzés során elsősorban a geokronológiai beosztásokban felbukkanó fogalmak eredetéhez szeretnék kiegészítésekkel szolgálni, illetve a felmerülő kronosztratigráfiai/ geokronológiai problémákat összefoglalni. Egy ehhez hasonló, tudománytörténeti-irodalmi jellegű áttekintő munka már született Rónai (1984a) tollából, de az azóta eltelt időszakban bekövetkezett változások miatt érdemes a kérdést újból körbejárni.

## A negyedidőszak és a „rokon” fogalmak születéséről...

### *Negyedidőszak, vagy kvarter*

Abraham Gottlob Werner (1749-1817), a neptunista szemlélet egyik legkiemelkedőbb képviselője különböző keletkezésű, típusú kőzetek elkülönítésére használta a primitív vagy primer, szekunder és tercier kifejezéseket. Ezt az alapvető elkülönítést fűzte tovább Giovanni Arduino (Pillans & Naish 2004). Ő azonban már négy rétegtani „fokot”, vagy „rendet” határozott meg az Alpok vizsgálata során. Az elsődleges, vagy primer rend tagjait a Dél-Tiroli Alpok fosszília nélküli, vulkanikus kőzetei („monti primeri”), a másodlagos, vagy szekunder rendet az Alpok hegylábi területeinek ősmaradványokban gazdag, mészkő és agyag üledékei alkották („monti secondari”). Harmadlagos, vagy tercier egységbe sorolta a szubalpi területek kevesebb fosszíliát tartalmazó kőzeteit („monti terziari”) és a negyedleges, vagy kvarter rétegeket a Pó alföldjének alluviális sorozata jelentette („quatro ordine”) (Rudwick 2005). Terepi megfigyeléseken alapuló beosztását két, kortársának, ifjabb Antonio Vallisneri-nek (1714-1795) küldött levelében összegezte 1759-ben (Gibbard & van Kolfschoten 2005).

A kvarter, vagy negyedidőszak elnevezés „újrafelfedezője” Desnoyers (1829) volt. A francia kutató a Szajna völgyében fellelhető tengeri és alluviális eredetű, tercier rétegtani egységeket fedő fiatalabb, „Tertiaire récent” üledékekre használta az elnevezést. Desnoyers, *Annales scientifiques naturelles* nevű folyóiratban megjelent cikkét követően, 1833-ban *Géologie de la période quaternaire* címmel már összefoglaló jellegű munka született Henri Reboul tollából. Munkájában (Reboul 1833) őslénytani alapon különítette el tercier és kvarter rétegeket, az alapján, hogy az egyes rétegek tartalmazzák-e ma is élő fajok maradványait, vagy nem.

A kvarter kifejezés széles körben d'Archiac (1849), illetve Morlot (1854, 1856), a Rhone völgyének kvarter üledékeit leíró, német nyelvű munkájának köszönhetően terjed el széles körben Európában.

Magyarország földtanáról a XIX. század elején részletes leírást készítő Beudant (1822) az általa használ kortáblában még nem különít el negyedidőszaki rétegeket (a kifejezés csak Desnoyers (1829), illetve Reboul (1833) 10-15 évvel későbbi munkáiban jelenik meg). Nyomtatott formában Szabó (1860) használta először Magyarországon a kvarter kifejezést. Az üledéksor ismertetésekor „trchytos kavicsot mint negyedkori képletet” említett.

### *Diluvium*

Az Alpokban talált ősmaradványok keletkezésének magyarázatakor Scilla (1670) *La vana speculazione disingannata dal senso* című művében kapcsolta össze először a bibliai vízözönt és földtani jelenségeket (Rappaport 1997). A XIX. század egyik jelentős földtani problémájára, a vándorkövek (bárányszikl ák, ördög kövei) kérdésére szintén ez a mitikus jelenség jelentette az egyik lehetséges megoldást.

1780-ban Silberschlag, berlini királyi építészeti főtanácsos a *Geogenia vagy a mózesi föld teremtés magyarázata* című művében a vándorköveket vulkáni eredetű, szórt anyagnak gondolta és az északkelet-németországi területeken húzódó tórendszer tavaiban vélte felfedezni a vízzel borított kitörési centrumokat, „kráternyílásokat” (Francé 1925). Végül a vele szemben álló Leopold von Buch özönvízhez kapcsolt magyarázatát fogadta el az akkori tudóstársadalom. A kutató elméletében megfogalmazta, hogy az Észak-Német-síkság felszínét egy katasztrófális áradás, az általa szállított üledékek („diluviális-kavics”) felhalmozásával, szétteregetésével alakította ki (Francé 1925).

Von Buch mellett Buckland (1924) az özönvízelméletének másik fontos képviselője, aki megfigyelésének

eredményeit és elméletét *Reliquiae Diluvianae* című művében összegezte.

Magyarországon az özönvízelmélet kvarter üledékekre történő alkalmazásának nem sok írott forrása van. Ennek oka feltehetőleg, hogy hazánk területére szinte egyszerre érkezett meg a vándorkövek és más pleisztocén jelenségek, üledékek eredetét édesvízi áradattal magyarázó özönvíz-, a jégtáblákon, beléjük fagyva való szállítódást hangoztató iceberg-, vagy drift- és a jégárak felszínformáló tulajdonságait, Európa eljegesedését emlegető gleccser-elmélet.

Az özönvízelmélet talán egyik utolsó (hazai) képviselőjeként, különböző laza megtartású kőzetekből álló rétegeket egy „nagyszerű édesvizi áradat" által létrehozott sorozatként értelmezte PÁVAY (1871).

A diluviumot, mint geokronológiai egységet PETTKO (1856) negyedidőszaki üledékekre használta, a tanulmányhoz kapcsolt földtani térképen az „özöny" korszakban keletkezett üledékek közé a löszt (itt agyag!), illetve a vándorköveket sorolta.

Magával az elmélettel szemben a „diluvium", mint geokronológiai egység azonban széles körben elterjedt Magyarországon, mint ahogy ezt jelen értekezés mottója is jelzi (SZABÓ 1893). A diluvium, mint a negyedkor eljegesedésekkel jellemezhető időszaka közel 100 éven keresztül, még az 1940-es években, is használatban volt (GAÁL 1943).

## *Jégkorszak*

A kifejezés szülőatyja egy a XIX. században alkotó geológus, biológus és költő, SCHIMPER (1837). 1837. február 14-én olvasta fel a földtörténet jellegzetes szakaszának nevet adó, *die Eiszeit* (A jégkorszak) című költeményét.

A *Principles of Geology* című műben (LYELL 1830) ismertetett aktualizmus elvének alkalmazásával a morénahalmok és karcolt felszínek kialakulása új értelmezést nyert. Ezek a geomorfológiai formák lettek az első bizonyítékai a glaciális-, vagy „gletser"-elméletnek, mely szerint a geológiai „harmadkor" és az alluviális képződmények korszaka közé az „ú. n. jég-korszak illeszkedett be, melyben a föld nagy részén, a kevéssel azelőtt még szubtrópusi klímát, a mindent megdermesztő jég uralma váltott föl" (SAJÓHELYI 1904).

Az eljegesedés elméletének egyik első képviselője VENETZ. Egy 1821-ben zajlott svájci természettudományos találkozón kifejti gondolatait, miszerint számos, az Alpok területén megfigyelhető morfológiai forma vezethető vissza a jég munkájára. Állításának alátámasztására egy XIV. századi tájképen hosszan a völgybe lenyúló gleccsert és saját, a hasonló, már jég által elhagyott területen végzett összehasonlító megfigyeléseit hozta fel (RANCE 2003).

„A jégkorszak atyja"-ként emlegetett AGASSIZ 1837-ben a Helvét Természettudományi Társaság előtt Neuchâtel-ben tartott előadásában már a hallgatóságot sokkoló radikális elméletet mutatott be. Vizsgálatai alapján nem elképzelhetetlen Európa teljes eljegesedése az Északi sarktól a Mediterraneumig (RANCE 2003; GIBBARD & VAN KOLFSCHOTEN 2005). AGASSIZ az 1867-ben megjelent *Outlines of Comparative Physiology* című munkájának címlapján közölt „elvi rétegsoron" a drift-, vagy glaciális korszakot a terciert követő „modern kor" részének tartotta.

Magyarországon nyomtatott formában, magyar nyelven, a jégkorszak, vagy valamelyik rokon kifejezéssel először VOGT (1869) *Az újabb vizsgálatok eredményei az őstörténelem körében* című előadásáról készült tudósításban találkozhatunk. VOGT ebben az előadásában megállapítja „hogy azon időben a flóra és fauna, a növény és állatvilág ép oly zord hidegben tengődött mint jelenleg a magas északi tájakon" és ennek az időszaknak a legjellegzetesebb maradványait a „diluvium nevét viselő rétegek" őrzik (VOGT 1869). A tudós eredményei iránti érdeklődést mutatja, hogy a következő évben a Királyi Magyar Természettudományi Társulat ülésén szerepelt előadóként (VOGT 1870). Ebben, az M. B. (Mikó Béla?) által tolmácsolt előadásban, már egyértelműen kijelentette, hogy „közép-Európa diluviál képletei oly korszakban támadtak, mikor a klíma tökéletesen más volt… Az ember megjelenése és a már kihalt ősállatokkal való együtt létezése erre a korszakra, az úgynevezett jégkorszakra egész bizonyossággal visszavihető" (VOGT 1870). Ezt követően az eljegesedés, jégkorszak nyomait kutató „természetvizsgálók" honosították meg az elnevezést Magyarországon az 1870-es, 1880-as években (SZABÓ 1872, 1888; TÖRÖK 1875).

## *Pleisztocén–holocén*

A pleisztocén (plisztocén) kifejezést 1839-ben LYELL vezeti be a geológiába (VADÁSZ 1957). A kifejezés (pleistosz = legtöbb, kainos = új, mai) arra utal, hogy a pleisztocén rétegek, a bennük található ősmaradványokat nézve, a „legtöbb" hasonlóságot mutatják a jelenkori (holos = teljesen) flórával és faunával (VENDL 1952).

Magyarországon SZABÓ (1893), *Előadások a geológia köréből* című munkájában találkozhatunk először nyomtatott formában a földtörténeti kortáblában elhelyezett „pleistoczen" terminussal. A mű megjelenését követően a magyar földtani irodalomban csak az 1910-es évek körül terjed el a kifejezés. GAÁL (1843) mesterkéltnek tartotta a pleisztocén és a szinonim plisztocén kifejezést és inkább a diluvium használatát ajánlotta helyette.

„Modern", jelenkori, a pleisztocénnél fiatalabb rétegtani egységekre GERVAIS használta először a holocén kifejezést kiegészítve ezzel LYELL rétegtani rendszerét ( SÜMEGI 2001). A holocén kifejezést megelőzve, illetve párhuzamosan, a pleisztocén-diluvium („özöny") analógiájaként sokáig használták az alluvium („áradmány") kifejezést is (pl. SZABÓ 1893).

## *Egyéb elnevezések*

A földtörténet taglalt szakaszát, vagy annak egyes egységeit a fent említett fogalmakon kívül még számos terminussal illették. A teljesség kedvéért az alábbiakban…

„…az Ember uralmi korszaka (antropozoikum, „Époque quaternaire ou la Période antropozoique")…Ezen

nevezet alatt mind azon képződményeket értjük, melyek a harmad-korszak befejezte után keletkeztek. Két csoportra szokták osztani özöny és áradmány – azaz diluviális és alluviális csoportra." (PÁVAY 1871). SZABÓ (1893) szintén „anthropozoi" periodust említett és a földtörténeti kor („periodus") tagolását is megadta: Ezen időszak alá a „Diluvium" („negyedkor=pleistoczén"), „Ó-Alluvium" és „Új-Alluvium" „epocha"-k tartoznak. Pontosan három évtizeddel később újra felszínre került a kérdés. GAÁL (1923) *A Föld története* című művében a negyedidőszakot a „szerszámos ember kora"-ként jelölte. A további tagolása során a diluviumot a „kihalt ember-fajok", az alluviumot pedig, az „élő ember-fajok" korának nevezte. Az antropozoikum kifejezés tehát sokáig mint a negyedidőszak kifejezés szinonimája jelent meg a magyar földtani szakirodalomban. VADÁSZ (1957) az antropozoikum (vagy psychozoikum!) kifejezést már a jelenkorra alkalmazta, mert „az Ember, tudatossá tett építő-pusztító tevékenységével a leghatékonyabb kőzetalkotó szervezetek sorába kerül. Minden közeget meghódító elterjedésével s mindent magának kisajátító, saját léte nézőpontjából értékelő volta szerint különleges vezetőlénye a jelenkornak".

*Szinte ennek a gondolatfonalnak a folytatása lehet az antropogén („antropogene") kifejezés. A terminus, mint ajánlás az A geologic time scale című műben (HARLAND et al. 1989) tűnt fel, és mint időszak a pleisztocén és holocén kort foglalta magába. Az elsődleges célja, hogy a terciert „leváltó" paleogén és neogén időszakok mintájára, a negyedidőszakot is egy hasonló hangzású fogalommal helyettesítsék, utalva az ember egyre erősebbé váló jelenlétére ebben a földtörténeti szakaszban (HARLAND et al. 1989). Ebben a műben jelent meg a pleisztogén („pleistogene") kifejezés is mint az előbb említett antropogénnel szinonim fogalom.*

A negyedidőszak, a vele egyenrangúnak tartott földtörténeti egységhez viszonyított rövidségét tekintve, GAÁL (1943) a pantocént, mint a „quartért" helyettesítő, a pleisztocént és a holocént magába foglaló és a neogén alá tartozó földtörténeti egységet ajánlotta.

## Az egyes terminusok összefonódása

A negyedidőszak-diluvium-pleisztocén kifejezések összekapcsolásának DE SERRES (1830) volt az előfutára. A tudós a diluvium elnevezést a negyedidőszak terminus szinonimájaként használta. A bibliai Vízözön és a negyedidőszak összekapcsolásával megszületett a negyedidőszak első lehetséges felosztása. A diluviális elnevezéssel a vízözön alatt kialakult, alluviális névvel pedig, az utána lerakódó, döntően folyóvízi eredetű rétegeket jellemezték. Ezek az elnevezések sokáig kronosztratigráfiai, geokronológiai egységként is szerepeltek, mint a kvarter két alegysége.

LYELL (1839) újraértelmezi a korabeli rendszert, és az általa „újabb pliocén"-ként meghatározott, a tercier rétegeket fedő üledékeket és a diluviális egységet pleisztocénnek nevezte el (VADÁSZ 1957). Magát a „jégkorszakot" FORBES (1846), saját és LYELL korábbi megfigyeléseire alapozva összekapcsolta az eljegesedések nyomait őrző „újabb pliocén" földtörténeti szakasszal. 1872-ben LYELL a pleisztocént már a pliocént követő korként írta le (postpliocén és nem az „újabb pliocén" helyettesítője!) és emellett felső határaként a jelenkort jelölte meg (VAI 1997). Érdekesség, hogy LYELL egyértelműen soha sem használta a negyedidőszak kifejezést, csak jelezte, hogy a DESNOYERS által alkalmazott kvarter feltehetőleg az ő, tercier végén elkülönített, a postpliocéntől a „jelenkorig" tartó földtörténeti szakaszával azonos (OGG 2004).

Az eljegesedés és a negyedidőszak (pleisztocén-holocén) összekapcsolása alapozta meg azt a szemléletet, ami napjainkig meghatározza a negyedidőszak lehatárolásával foglalkozó kutatásokat. A negyedidőszak határát elsősorban két fontos földtörténeti eseményhez, ezek üledékekben előforduló nyomaihoz próbálták kapcsolni: a „Homo" nemzettség kialakulásához, illetve a poláris jégsapkák megjelenéséhez és ezek jelentős klímamódosító hatásához.

Az utóbbi jelenség vizsgálatára megfelelő helyet jelentettek egyes, Olaszország területén található üledékes rétegsorok. Az 1900-as évek kezdetén a területen dolgozó kutatók, mint DE STEFANI (1876), DODERLEIN (1872), vagy GIGNOUX (1910, 1913) a pliocén és a negyedidőszak határát (az említett kutatók a vizsgálatok során a „quaternaire" kifejezést használták) egyértelműen a tengeri üledékekben megjelenő hidegvíz-kedvelő puhatestű maradványokhoz kapcsolták. A kérdés az volt, hogy a GIGNOUX által elkülönített kalábriai egység alsó, vagy felső része jelentse a negyedidőszak kezdetét (VAI 1997).

A helyzetet tovább bonyolította, hogy eközben HÖRNES (1853), szintén őslénytani alapon, két új sztratigráfiai egységet alkotva, paleogén („Paleogen Stufe") és neogén („Neogen Stufe") egységekre különítette el a Bécsi-medence egyes üledékeit. A miocén és pliocén rétegeket, mivel paleontológiailag nem tudta őket megfelelően szétválasztani, neogénnek nevezte. Mivel a két szint mellett, a vizsgált rétegsorok fedőüledéke gyakran pleisztocén, esetleg alsóholocénbe tartozó volt, így a tudományos köztudatban a neogén, mint a miocéntől a jelenkori üledék aljáig tartó egység terjedt el (AUBRY et al. 2005).

1948-ban a XVIII. Nemzetközi Geológiai Kongresszus (International Geological Congress, IGC, London) döntött a pliocén–pleisztocén (tercier–kvarter) sztratotípusának meghatározásáról az olasz területen található neogén rétegsorokban, melyek tartalmazzák az alsó-pleisztocén, kalábriai emeletét, és hordozzák az eljegesedésre utaló első jelentős klímaromlás nyomait (KING & OAKLEY 1949). Az ICS a Pliocén–pleisztocén Határ Munkacsoport (Pliocene–Pleistocene Boundary Working Group) ajánlása alapján 1984-ben a vricai szelvényt (Kalábria, Dél-Olaszország) fogadta el sztratotípusnak (BASSETT 1985).

Magyarországon SZABÓ (1857), *A budai melegforrások földtani viszonyai* című értekezésben jelent meg először nyomtatott formában a neogén terminus. A kutató a „harmadkori", eocénnél fiatalabb rétegeket összegezte a kifejezéssel. Szintén SZABÓ (1860, 1861) használta a

„negyedkor” és diluvium kifejezéseket először szinonimaként.

VOGT (1870), a Magyar Királyi Természettudományos Társulat ülésén elhangzott előadásában fonódik először egybe a diluvium, a jégkorszak és a „quaternär”, mint földtörténeti korszak fogalma. Bár a jégkorszak elmélete lassan elterjedté válik Magyarországon is, egyes kutatók még mindig vallják a diluviális elméletet. PÁVAY (1871) az özönvíz eseményét a negyedidőszakba helyezte és a „negyed-korszak”-ból származó rétegeket általában üledékes, „laza porhanyos ásványi anyagokból” álló, feltehetően özönvíz által létrehozott sorozatként határozza meg.

Az 1800-as évek, a kérdéssel kapcsolatos tudományos törekvéseire jellemző, hogy a kutatók az eljegesedés elméletének megjelenése után megpróbálták összekapcsolni a negyedidőszaki üledékek, felszínformák kialakulásával kapcsolatos elképzeléseket. Ez természetesen jelentette az egyes elméletekben előforduló fogalmak, kronosztratigráfiai egységek egyeztetését, összeolvasztását is: „Egy közérdekű tárgyról fogok elmélkedni, a Földről, a Földnek alig múltjáról, a geologok negyedkorának vagy diluviumának azon phasisaról, mely a jégkorszaknak mondatik” (SZABÓ 1888). SZABÓ (1888, 1893) munkáiban azonban még a drift- és gleccserelmélet együttesen van jelen, s csak az 1900-as évek elejére SZÉKÁNY (1908) munkájával válik egyértelműen elfogadottá az eljegesedés(ek) elmélete. A negyedidőszak és a jégkorszak, mint egységes földtörténeti periódusra vonatkoztatott kifejezések szinonimaként történő használata rövid életű volt. A többszöri eljegesedést hirdető poliglacialista szemlélet magyarországi elterjedésével a jégkorszak(ok) kifejezést már más értelemben, a glaciális, eljegesedési időszakok szinonimájaként kezdték használni (pl.: LÓCZY [szerk.] 1910).

Az egyes elméletek keveredését mutatta STAUB (1887), ROTH egy dolgozatát bíráló írása. A Magas Tátra eljegesedési nyomait vizsgálva „gleccserdiluviumból álló morénákat” említett.

A diluvium fogalma csak lassan kopott ki a kvarter mai sztratigráfiai terminusai közül: „egyszerűen és világosan írjunk csak diluviumot vagy pleisztocént és az eljegesedett évezredeket nevezzük jeges szakaszoknak” írja GAÁL 1943-ban!

## „Határ-helyzet”

A földtörténeti kainozoikum (újidő) legfiatalabb időszakának, a negyedidőszaknak, illetve más szemszögből nézve a neogén időszak pleisztocén korának pliocéntől történő pontos elhatárolása a kapcsolódó kutatások régóta vitatott kérdése. A két földtörténeti egység határa az egyik sarkalatos pontja a jelenleg gyűrűző vitáknak, ezért érdemes ezt a kérdést is tudománytörténeti irányból körüljárni. A különböző földtörténeti egységeket először külön-külön ősmaradványok, illetve a jégkorszakot az eljegesedésekhez kapcsolható üledékek és morfológiai formák alapján próbálták elhatárolni az idősebb egységektől. A különböző elképzeléseket fedő negyedidőszak, jégkorszak, pleisztocén, (diluvium) fogalmak összefonódásával kialakult az a ma is fontos nézet, *hogy az eljegesedésekkel jellemezhető leginkább a földtörténet ezen, különböző terminusokkal jelzett, szakasza. Így az első markáns klímaváltozások üledékföldtani, őslénytani és később, pl. izotópsztratigráfiai nyomai egyben, szemléletektől függően, a tercier–kvarter, pliocén–pleisztocén, neogén–negyedidőszak (?) határt jelölik.*

A rétegtani, és/majd a kronosztratigráfiai osztályozás egységesítésének törekvése már az 1878-as I. Nemzetközi Geológiai Kongresszuson megjelenik, de a Hollis D. HEDBERG irányításával megalkotott egységes rendszerre még közel száz évet kellett várni (FÜLÖP et al. 1975).

1984-ben úgy tűnt, hogy a pliocén-pleisztocén elhatárolásának kérdésére megoldást találnak. Az 1948-as Nemzetközi Geológiai Kongresszus felhívását követően, több mint három évtizedes munka és számos kompromisszum után a dél-olaszországi Kalábriában található vricai szelvényt nevezték ki a két kronosztratigráfiai egység határát tartalmazó sztratotípusnak (HARLAND et al. 1989, AURBY et al. 1999).

A plio-pleisztocén, és/vagy a negyedidőszak határának ~1,8-ról ~2,6 M év-re történő kitolását azonban az INQUA Rétegtani és Kronológiai Bizottsága (Stratigraphy and Chronology Comission) számos dolog miatt szükségesnek tartaná (PILLANS & NAISH 2004). Az előzményekhez tartozik, hogy az INQUA 1982-es moszkvai kongresszusán három lehetséges magnetosztratigráfiai egységet határozott meg, mint a tengeri és szárazföldi párhuzamosítást és a „határkő” letételt segítő paleomágneses eseményt: a Brunhes-Matuyama átfordulást, az olduvai eseményt, illetve a Gauss-Matuyama átfordulást (CITA 2007). A változatok közül az olduvai eseményt (~1,8 M év) fogadták el és nem a nemzetközi fórumokon egyre jobban előtérbe kerülő Gauss-Matuyama polaritási zóna határt (~2,6 M év).

Bár a határ-kérdés újragondolásához a negyedidőszak sorsának kérdése kitűnő alkalmat szolgáltatott, a gondolat már a 1990-es évek végétől érik. A *Quaternary International* című folyóirat egyik számát teljes egészében a problémának szenteli (PARTRIDGE [ed.] 1997). A Bizottság elsősorban a már említett két tényezőhöz, az eljegesedéseket megelőző markáns hűléshez és a *Hominida* nemzettség megjelenéséhez kapcsolható bizonyítékokat sorakoztatott föl (PILLANS & NAISH 2004):

— Az oxigénizotóp-görbéken körülbelül 2,6 millió évvel ezelőtt jelentkeznek az első eljegesedést mutató kilengések (SHACKLETON 1997).

— A Kínai löszplató üledékeinek rétegtani vizsgálata az üledékképződési környezet megváltozását mutatja körülbelül 2,6 millió évvel ezelőtt (vörös agyag › lösz) (DING et al. 1997).

— Feltételezhetően az első, *Homo* genushoz sorolt *Homo rudolfiensis* megjelenése is erre az időszakra tehető (PARTRIDGE et al. 1995).

— A régészeti kutatások szerint a legidősebb kőeszközök akár a 2,5 millió éves kort is elérhetik (SEMAW et al. 1997).

— Nem elhanyagolható az a tény, hogy a kitolt kvarter, vagy pleisztocén határt nem kellene újradefiniálni, mert ez

megegyező lenne a gelasi (pliocén) korszak kezdetével (RIO et al 1998).

A különböző fórumok az 1990-es évek második felétől foglalkoznak a negyedidőszak/pleisztocén határának kitolásával, ZHISENG (1985) a magyarországi kutatásokhoz hasonlóan (lásd alább) azonban már az 1980-as évek derekán felhívta a figyelmet a plio-pleisztocén szárazföldi üledékekben rejtőző, határkérdésekkel kapcsolatos problémákra. A folyamatosnak feltételezett kínai lösz-paleotalaj-vörösagyag üledékes rétegsorok vizsgálata során a szedimentológiai és őslénytani bizonyítékok alapján a Matuyama-Gauss mágneses pólusátfordulás körül látja szükségesnek meghúzni a negyedidőszak határát.

A nemzetközi kutatási irányokhoz hasonlóan először Magyarországon is őslénytani kutatások segítségével próbálták meghatározni a pliocén-pleisztocén határt (KRETZOI 1953, 1956). KRETZOI (1969), igazodva a 1948-as Nemzetközi Geológiai Kongresszus felhívásához, a földközi-tengeri sztratigráfiában használt kalábriai emeletet a villányi emelet felső szakaszával párhuzamosította. A pliocén-pleisztocén határát azonban, a domináns faunaelemek éles váltása alapján nem a villányi emelet felső szakaszába, hanem annak kezdetére helyezi (KRETZOI 1969, 1983). A határt sokáig 3 millió évvel ezelőtti időszakban jelölte meg (KRETZOI & PÉCSI 1979, 1982, KRETZOI 1983), melyet a nyolcvanas évek derekán, feltehetőleg az újabb földtani vizsgálatokhoz igazodva ~2,5 millió évre változtatott (KRETZOI 1985). A gerinces fauna kutatása mellett a plio-pleisztocén határ meghatározásában és a pleisztocén felosztásában nagy szerep jutott a különböző üledékekhez kapcsolt malakológiai vizsgálatoknak (pl. KROLOPP 1970, 1982) és az egyes őslénytani vizsgálatok összekapcsolásának is (KRETZOI & KROLOPP 1972).

SÜMEGHY (1955) a magyarországi pliocénról és pleisztocénról írt disszertációjában a litosztratigráfiai és őslénytani módszerek hiányosságai miatt a klímaváltozások és a hozzájuk köthető jelenségek vizsgálatában látta a plio- és pleisztocén korszakok elkülönítésének lehetőségét: „A faunára alapított osztályozás nem vált be, s az idősebb rétegeknél használt megkülönböztetési módok hiánya miatt, a pliocénnak a pleisztocéntól való elkülönítésére az éghajlatot használják. A nagy terjedelmű eljegesedést eredményező éghajlatok szolgáltatják ma az egyetlen kiemelkedőbb szempontot, amelynek tekintetében a pleisztocén az azt megelőző időtől eltér” (SÜMEGHY 1955). A pleisztocén kort megelőző átmeneti időszaknak az „ante-pleisztocén” nevet adta, jelezve ezzel a pliocén és pleisztocén közti éles határvonal hiányát.

A rétegtani-kronosztratigráfiai kérdések szempontjából kiemelkedő URBANCSEK (1963) felismerése, ami rávilágított arra, hogy a Pannon-medencében a negyedidőszaki üledékek többnyire diszkordánsan, illetve durvább szemcseösszetétellel települnek az idősebb üledékekre.

Az 1970-es, 1980-as években, a nemzetközi kutatásokkal párhuzamosan, az Alföldön mélyített fúrások feltételezhetően a neogén-negyedidőszak határát magába foglaló rétegsora lehetőséget teremtett egy, az említett időszakot reprezentáló teljes lito- és kronosztratigráfia felállítására. RÓNAI et al. (1972, 1983, 1985a, 1985b) a fúrómagminták üledékföldtani, malakológiai (KROLOPP 1970) és palinológiai (MIHÁLTZNÉ FARAGÓ 1982) elemzését végezték el. A kutatások alapján különböző üledékképződési ciklusokat figyeltek meg (FRANYÓ 1977). A nemzetközi ajánlásokkal szemben, a Kárpát-medencében a pleisztocén kor határának, a kronosztratigráfiai vizsgálatokban egyre nagyobb szerepet játszó magnetosztrtigráfiai vizsgálatok alapján a ~2,4 millió évet javasolták (COOKE et al. 1979, RÓNAI 1984a, b). RÓNAI (1984a) a geokronológiai felosztásában négy részre tagolta a pleisztocént, mely során a legidősebb ~2,4–1,8 M év közötti emeletet legalsó-pleisztocénnek nevezte.

A Dévaványa (D–1) és Vésztő (V–1) fúrómagok feldolgozásához kapcsolódik NÁDOR et al. (2000, 2003) üledékföldtani, mágneses szuszceptibilitás vizsgálata, melyek párhuzamosítása alapján, már az egyre erősödő nemzetközi iránnyal egységesen, a 2,58 millió éves pliocén-pleisztocén határt tartják lehetségesnek.

A különböző szárazföldi üledékes öszletek (döntően folyóvízi üledékek, illetve a „szubaerikus” rétegsor) jellemzésekor szedimentológiai, paleotalajtani, őslénytani módszerekkel kimutatható volt a negyedidőszak kezdetét jelző klímaváltozás. A 2,4 és 2,58 M év közti kronometriai korok meghatározását magnetosztratigráfiai vizsgálatok segítették, melyek alapján az őskörnyezet markáns változása a Gauss-Matuyama polaritási zónák határához köthető.

Az alföldi fúrások mellett, számos vizsgálat a negyedidőszak kutatásban fontos szerepet játszó lösz-paleotalaj sorozatok feküjéül szolgáló „szubaerikus” rétegekhez kapcsolódott. A vizsgálatok alapján, a rétegsorokban föltáruló egyes vörösagyagos szintek képződése, a magnetosztratigráfiai és paleontológiai vizsgálatok alapján a pliocénba tehető (PÉCSI 1985, 1986). Egy Gyöngyösvisonta közelében lévő lignitbánya fedő rétegsorának vizsgálata során PÉCSI és munkatársainak (1985) sikerült kimutatni a magyarországi pleisztocén kezdetét jelentő Gauss-Matuyama határt (~2,6 M év), bár a pliocén-pleisztocén határ sztratotípusának pontos meghatározását ebben az esetben (is) réteghiányok teszik bizonytalanná.

A negyedidőszak lehatárolásában és tagolásában az Akadémiai Rétegtani Bizottság Negyedidőszaki Albizottsága nem követte a Nemzetközi Rétegtani Bizottság rendszerét (HARLAND et al. 1989), a negyedidőszak felosztására a következő, jelenleg is érvényben lévő ajánlást tette (KROLOPP & KORDOS 1988):

— A legteljesebb pleisztocén rétegsorok az alföldi süllyedékek területén találhatóak, típusszelvényül a paleomágneses módszerrel is vizsgált Vésztő (V–1) fúrást jelölik ki.

— A holocén-pleisztocén határa 10 000 évvel ezelőttre tehető.

— A magyarországi viszonyoknak megfelelő pliocén-pleisztocén határ a Matuyama-Gauss paleomágneses határral egyezik meg (~2,4 M év [~2,58 M év]).

— A pleisztocént alsó-, középső- és felső-pleisztocénre tagolja.

— A nemzetközi kutatásokkal ellentétben a pliocén-pleisztocén határ magyarországi üledéksorok esetén nem kapcsolható az elfogadott Olduvai eseményhez (~1,8 M év).

— A középső-pleisztocén alsó határa a Brunhes-Matuyama paleomágneses átfordulás (0,7 M év).

— A felső (késő)-pleisztocén a holocén kezdetétől a Riss–Würm (eem) interglaciális melegcsúcsáig (125 ezer éve) tart, sztratotípusa a Süttő 6. lelőhely rétegsora;

## Jelenlegi álláspontok a „negyedidőszak sorsáról"

A negyedidőszak létével kapcsolatos, napjainkban egyre hevesebben zajló vita „casus belli"-jét GRADSTEIN és munkatársainak, két geokronológiai problémákkal foglalkozó írása szolgáltatta, melyben a negyedidőszak, mint földtörténeti egység létjogosultságát kérdőjelezik meg (GRADSTEIN et al. 2004, 2005). „Radikális" álláspontjuk alapján az aurdinói gyökerekkel rendelkező negyedidőszak hasonlóan „elavult" kifejezés, mint a nemzetközi földtörténeti táblázatokból „kikopott-kikoptatott" primer, szekunder, illetve tercier terminusok. A Nemzetközi Rétegtani Bizottság „megreformálva" tehát a kronosztratigráfiai/geokronológiai rendszert a pleisztocén és holocén sorozatokat (series) a neogén rendszer (system) alá sorolta (GRADSTEIN et al. 2005). A Nemzetközi Rétegtani Bizottság törekvését megelőzően STEININGER (2002) is a negyedidőszak terminus eltörlése mellett foglalt állást.

Ez a kérdés nevezéktani szempontból azért is érdekes, mert a paleogén, illetve a neogén kifejezésekkel szinonimaként, összekapcsolva az aurdinói és hörnesi geokronológiai beosztást, hazánkban gyakran alkalmazták az ó-, illetve új-harmadidőszak terminusokat. Tehát, ha elfogadjuk a gradsteini elképzeléseket a negyedidőszakot új-harmadidőszakra (neogén) kéne cserélnünk…

Az egyik első reakciót a kérdésre PILLANS (2004b) tette a *Quaternary Perspectives* hasábjain. PILLANS az INQUA Rétegtani és Kronológiai Bizottságának akkori elnöke egy áthidaló megoldást javasolt: a neogént a jelenkorig vezetné és a negyedidőszakot egy alidőszakként megtartaná mint a geokronológiai hierarchiába tartozó egységet (PILLANS 2004b) (lásd alább, 5. nézet). PILLANS (2004a,b) ötletét követő különböző, a negyedidőszak helyzetéhez kapcsolódó álláspontokat, alapul véve PILLANS & NAISH (2004) összegzését, kiegészítve az egyes nézetekhez kapcsolódó érvekkel a következőképpen foglalhatjuk össze (*1. ábra*).

1. „Status quo vélemény" („Quaternary System") (*1. ábra, 1*): Ez a változat a napjainkig használt geokronológiai közelítést jelenti. A kvarter a geokronológiai terminusok hierarchiájában az időszak szintjén helyezkedik el. Az 1,8 M évben megjelölt plio-pleisztocén határ egyben a tercier(neogén)-kvarter határt is jelöli. Ez az elképzelés azért sem tartható, mert az ICS a negyedidőszakot, mint *klimatosztratigráfiai* egységként szándékozik újraértelmezni (GIBBARD 2004). Ez a törekvés magában hordozza a negyedidőszak-pleisztocén többi földtörténeti szakasszal szembeni unikális voltát: „az egyedüli földtörténeti szakasz, mely ősföldrajzi jelleget, eljegesedést hoz előtérbe (VADÁSZ 1957). Egy olyan egységet tehát, melynek határa markáns klímaváltozáshoz kapcsolható, ezek alapján az 1,8 M éves „korhatár" már meghaladott vált (PARTRIDGE 1997).

2. „Kvarter alidőszak" („Quaternary Subsystem") (*1. ábra, 2*): A kvarter, mint a neogén alidőszaka jelenik meg a földtörténeti kortáblán, alsó határa megegyezik az első, „status quo" változatban meghatározottakkal. Bár az alidőszak státusz nem lenne egyedi a földtörténeti kortáblán (mississippi és pennsylvaniai a karbon időszakon belül), nem összeegyeztethető a kortáblára vonatkozó hierarchikus felépítés alapelveinek egyikével: *minden, a rendszerben szereplő egysége kezdetét (alsó határát) a hierarchiában alatta elhelyezkedő egységek kezdetével (alsó határával) közösen határozhatjuk meg* (GIBBARD 2004) (pl. jelenleg a negyedidőszak kezdete (alsó határa) a pleisztocén kor kezdetével azonos). Ezek alapján neogénen belül elhelyezkedő „negyed-alidőszak" mintegy „függene" az időben. Az 1,8 M éves határral kapcsolatos problémák azonosak az előző álláspontnál összefoglaltakkal.

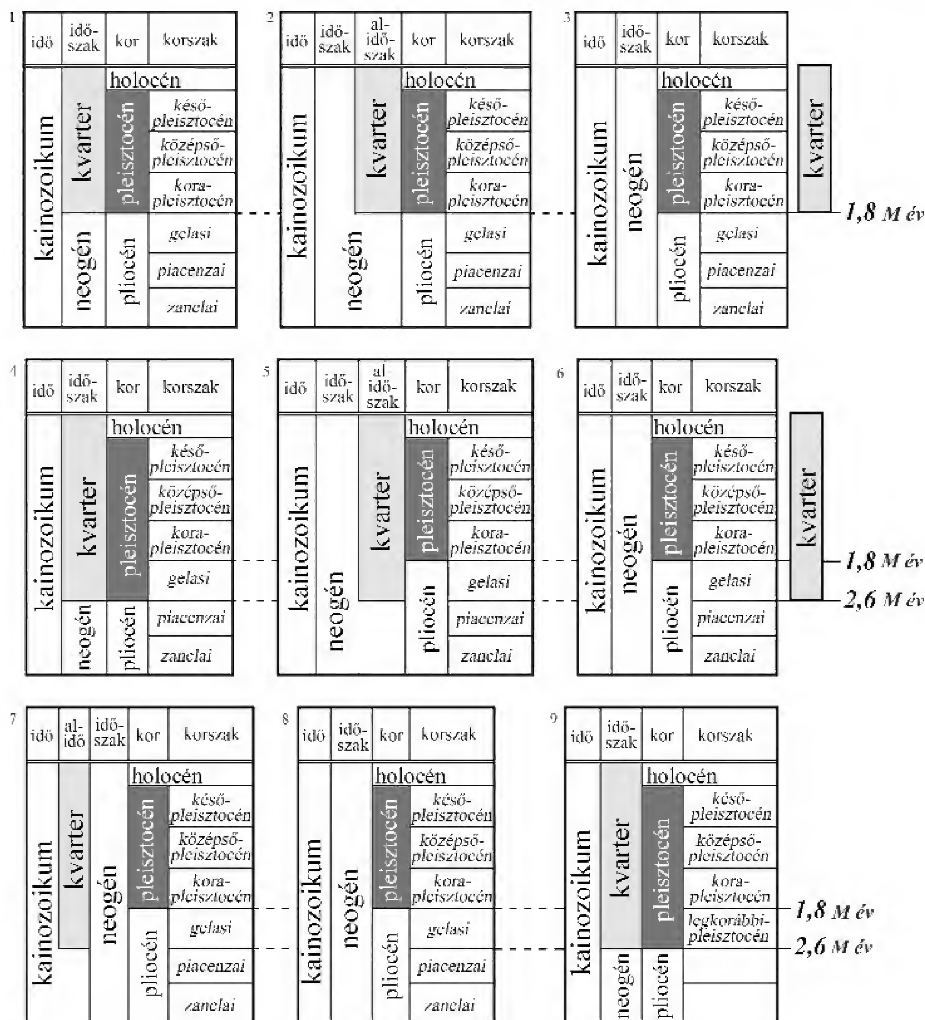
3. Az „összetett időszak" szemlélet („Quaternary composite epoch") (*1. ábra, 3*): Ebben az elképzelésben a kvarter nem jelenik meg a földtörténeti kortáblán, mint kronosztratigráfiai egység, de minden egység, ami fiatalabb mint pliocén, meghatározható negyedidőszakiként. Meghatározott jelentése van, de nincs meghatározott rangja a hierarchikus rendszerben (OGG 2004).

4. „Kitolt határú kvarter és pleisztocén" („Extended Quaternary") (*1. ábra, 4*): Ebben a közelítésben a negyedidőszak és a pleisztocén alsó határát a pliocén gelasi korának kezdetére, ~2,6 millió évvel ezelőttre tolják ki (GIBBARD 2004). Ez az elképzelés összhangban áll azokkal a kutatásokkal melyek az eljegesedés, illetve az azt előidéző klímaváltozások kezdetét erre az időpontra teszik és ezek alapján, azt a tudománytörténeti gyökerű nézetet is tovább viszi, mely szerint a negyedidőszak alsó, illetve a pliocén-pleisztocén határa pont ezeknek a környezeti változásoknak a nyomaihoz kapcsolható. Mivel a gelasi korszak alsó határát ~2,6 M évben definiálták, meghatározták a sztratotípusát (RIO et al. 1998), feltételezhetően nem kell új sztratotípust keresni.

5. „Kitolt határú kvarter alidőszak" („Extended Quaternary Subsystem") (*1. ábra, 5*): A kvarter aldidőszak határa ~2,6 millió évvel ezelőttre tolódna ki, magába foglalva, de a pliocén és pleisztocén határa azonban az 1,8 M év maradna. A kvarter a neogén alidőszakaként jelenne meg a földtörténeti kortábla hierarchikus rendszerében.

6. „Kitolt határú összetett időszak" („Extended Quaternary composite epoch") (*1. ábra, 6*): A harmadik közelítésben megfogalmazottak lennének érvényesek a negyedidőszakra, azzal a különbséggel, hogy az alsó határát ~2,6 M évre tolnák ki.

7. A kvarter mint alidő („Quaternary sub-era") (*1. ábra, 7*): ez az egyik legújabb (GIBBARD 2006), a „fiók mélyéről előkerült" változat a kvarter geokronológiai hierarchiába sorolásának. Maga az elképzelés, mint ajánlás már az 1989-




**1. ábra.** Lehetséges variációk a negyedidőszak geokronológiai helyzetére (PILLANS & NAISH 2004, kiegészítve)

***Figure 2.** Possibly variations of the geochronological status of Quaternary (supplement of PILLANS & NAISH 2004)*

ben kiadott és a terminusok eredeténél már említett *A Geological Time Scale* című műben (HARLAND et al. 1989) is megjelent. Az ICS elképzelése szerint a kvartert alidőként határoznák meg. Kezdetét ~2,6 M évhez, a gelasi korszak kezdetéhez kapcsolnák. Az ICS 2005-ben szavazásra bocsátotta ezt a változatot, melyet 12 igen, 5 nem és 1 tartózkodással megszavaztak. A tartozkodó BECKER (a Devon Albizottság elnöke) kommentárja jól tükrözi az elképzeléshez kapcsolódó kételyeket: a kvartert időszakként kéne meghatározni, az alidő (sub era) besorolás elviselhető, de nem igazán kívánatos. Ha a kvartert alidőként definiálják, akkor a tercierrel kapcsolatos gondolatokat is revideálni kellene (GIBBARD 2006). Az elképzelést ellen szól továbbá, hogy így a kvarter és a pleisztocén kezdete nem esik egybe. A pleisztocén alsó határa maradna 1,8 M év, a negyedidőszak kezdete viszont 2,6 M évre tolódna. Előnye azonban, hogy a negyedidőszak, az ICS által támogatottan, hivatalos geokronológiai/kronosztratigráfiai egységként, 2,6 M év kezdettel jelenne meg (CLAGUE 2005).

8. A negyedidőszak mint geokronológiai egység megszüntetésének terve sem hagyható ki a lehetséges változatok közül (*1. ábra, 8*). Ebben az esetben, a kvarter (negyedidőszak), követve az „anakronisztikus” primer, szekunder, illetve tercier (!) kifejezéseket eltűnne a földtörténeti kortáblákról. A geokronológiai és kronosztratigráfiai hierarchiában a neogén foglalná el a helyét, mint időszak. A gondolat nem új keletű, a Nemzetközi Rétegtani Bizottság Neogén Albizottsága már közel öt éve megjelentette ezt a tervét saját honlapján (GIBBARD 2004).

9. „A magyar álláspont" (*1. ábra, 9*): a magyarországi kronosztratigráfiai felosztásról összegzésképpen elmondható, hogy hazánkban nagyjából a 4. közelítés az elfogadott, azzal a különbséggel, hogy a kora-, vagy legkorábbi-pleisztocén korszak kezdetét ~2,6 M év BP-től határozták meg, tehát nem létezik gelasiai egység.

A magyarországi negyedidőszak-kutatás történetében nem új keletű a negyedidőszak „eltörlésének" kérdése. GAÁL (1943) a földtörténeti időszak rövid időtartamára hivatkozva a kvarter átnevezésére (a kifejezés törlésére) és a neogén alá sorolására tett javaslatot.

Az MTA Földtani bizottságába tartozó Magyar Rétegtani Bizottság által meghatározott legalsó (legkorábbi) / kora pleisztocénnek hívott korszakot, lehatárolása alapján, a gelasi korszakkal lehetne párhuzamosítani (~2,6–1,8 M év). A magyarországi kutatások tehát, már a nemzetközi szemléletváltást megelőzően egy kitolt határú negyedidőszakot és pleisztocént tartottak szükségesnek.

A magyarországi nevezéktani és egyben hierarchiai problémákhoz tartozik hogy, a kvarter kifejezés szinonimájaként gyakran használták a negyedkor, negyed-korszak, illetve a negyedidőszak terminusokat. A Magyar Rétegtani Bizottság (CSÁSZÁR 2002) döntése alapján, a kvarter kifejezésnek geokronológiai és kronosztratigráfiai-, a negyedidőszaknak pedig csak geokronológiai értelme van. A magyar negyedidőszak kifejezés így szinte determinálja önmaga hierarchikus besorolását, mint időszak, a földtörténeti kortáblán. Az ettől eltérő változatok (lásd: alidőszak — 2. és 6. álláspont, alidő — 8. álláspont) már a nevezéktani kérdésekben is érdekes eredményeket hozhatnak (pl. negyedalidőszak kutatás…).

A negyedidőszak/pleisztocén lehatárolásának és tagolásának problémája nyitott kérdés maradt. A *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana* című könyv negyedidőszakkal foglalkozó fejezetének geokronológiai táblázata a pleisztocént felosztó részben szintén körülbelül a ~2,4 millió évben jelöli meg az elválasztó vonalat, ám a legkorábbi- (legalsó-) pleisztocént kora-pleisztocénként jelöli, ami ~2,6–0,7 M év közötti időtartamot öleli fel, összevonva a legkorábbi- és kora-pleisztocént (JÁMBOR 1998).

## Összegzés — a legújabb fejlemények

A negyedidőszak és a pleisztocén terminusok közel 130 éves összefonódása során egyértelműen a földtörténet utolsó, „hirtelen klímaváltozásokkal" (eljegesedésekkel és felmelegedésekkel) jellemezhető, a többi periódushoz képest igen rövid időszakát (diluviumot, jégkorszakot) jelölik. A terminusok tudománytörténeti fejlődés alapján pont ez az „anakronizmus", a Nemzetközi Rétegtani Bizottság által, a negyedidőszak kifejezés eltörlésekor emlegetett érv, visszafordítva ellenérvvé válhat a pleisztocén kor alsó határának 2,6 M évre történő kitolásánál, illetve a kvarter időszak rangjának megőrzésében. Lehetséges ez azért is, mert az egyes kronosztratigráfiai egységek és határuk meghatározása során fontos szempont az egyes terminusok tudománytörténeti fejlődése, nemzetközileg elterjedt használata is (REMANE 1997, REMANE et al. 1996).

2006-ra az említett kilenc álláspont közül összesen kettő, a 4. és 8. változat maradt meg. Az ICS „alidő" változatát (8.) az INQUA, személyes-, illetve a nemzeti bizottságok részvételével lefolytatott szavazásán (66, illetve 81% nem) elutasította. Az INQUA tehát egyöntetűen a 4. változatot támogatná, s az ebben foglaltak megvalósítására törekszik az elkövetkező időszakban, ahogy erről nyílt levélben értesítette a Nemzetközi Rétegtani Bizottságot (CLAGUE 2006). Az ICS válaszlevelében összefoglalta a szervezetek álláspontjait és munkatervet javasolt a probléma kezelésére az elkövetkező 2-3 évre (GRADSTEIN et al. 2007).

Magyarországon, ellentétben a nemzetközi ajánlásokkal, a pleisztocén kezdetének már az 1970-es évek végétől 2,6 M év körül határolták le. A Magyar Rétegtani Bizottság által jelenleg ajánlott rendszerben a pleisztocén kor alsó határa (legkorábbi-, vagy kora-pleisztocén) pedig, a nála egy hierarchiai szinttel magasabb kvarter időszak alsó határával esik egybe. A jelenleg érvényben lévő magyar geokronológiai tagolás tehát már a nemzetközi változások előtt az INQUA jelenleg „legideálisabbnak" tartott 4. verzióját tükrözte, azzal a különbséggel, hogy Magyarországon a legkorábbi- vagy a kora-pleisztocén korszak kezdetét is ~2,6 M évre „tolták" ki.

Kronosztratigráfiai szempontból érdekes kérdést vet fel a negyedidőszak, illetve a kvarter kifejezés használatának kérdése is. A negyedidőszak kifejezés önmagát definiálva jelenik meg a hierarchiában időszakként, így bármilyen esetleges változás ellentmondásokhoz vezethet (pl. a már említett negyed-alidőszak kifejezés). A kvarter kifejezés ezzel szemben geokronológiai és kronosztratigráfiai jelentéstartammal is bír. Természetesen ezeknek a nevezéktani kérdéseknek eldöntése, vagy akár a határkérdések, illetve az egyes litosztratigráfiai kérdések újragondolása és a nemzetközi szinten történő állásfoglalás nem az értekezés feladata, szerepe inkább összegző, figyelemfelkeltő jellegű.

A kérdés a negyedidőszak helyzetéről feltehetően még sokáig függőben marad, de a jelenleg kialakuló álláspontok alapján, a kvarter, vagy negyedidőszak kifejezést semmi esetre sem kell — nem szabad — kitörölnünk geokronológiai szótárunkból.

## Köszönetnyilvánítás

Köszönetet mondok CSÁSZÁR Gézának a MTA Rétegtani Bizottságának elnökének (ELTE TTK, Regionális Földtani Tanszék), valamint JÁMBOR Áronnak és KORDOS Lászlónak (MÁFI) a lektorálás során nyújtott segítségéért.

## Irodalom— References

ARCHIAC, A. D'. 1849: Histoire des progrčs de la Géologie de 1834 ŕ 1845, II, 2čme part, Tertiaire. — *Société Géologique de France*, Paris, 441–1100. — In: AUBRY, M-P., BERGGREN, W. A., VAN COUVERING, J., MCGOWRAN, B., PILLANS, B. & HILGEN, F. 2005: Quaternary: status, rank, definition, survival. *Elektronikus dokumentum, http://www.stratigraphy.org/aubry.pdf*, 5 p.

AURBY, M-P., BERGGREN, W. A., VAN COUVERING, J. A. & STEININGER, F. 1999: Problems in chronostratigraphy: stages, series, unit and boundary stratotype, global stratotype section and point and tarnished golden spikes. — *Earth-Science Reviews* **46**, 99–148.

AUBRY, M-P., BERGGREN, W. A., VAN COUVERING, J., MCGOWRAN, B., PILLANS, B. & HILGEN, F. 2005: Quaternary: status, rank, definition, survival. — *Elektronikus dokumentum, http://www.stratigraphy.org/aubry.pdf*, 5 p.

BASSETT, M. G. 1985: Towards a „common language" in stratigraphy. — *Episodes* **8**, 87–92.

BEUDANT, F. S. 1822: *Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année (1818)*. — Chez Verdiére Libraire Quai Des Augustines No. 25, Paris, 659 p.

BUCKLAND, W. 1924; Reliquiae Diluvianae: or Observations on the Organic Remains Contained in Caves, Fissures, and Diluvial Gravel, and on other Geological Phenomena, Attesting the Action of an Universal Deluge. — London, Murray 303 p,

CLAGUE, J. 2005: Status of the Quaternary. — Your opinion sought. — *Quaternary Perspectives* **15/2,** 116–117.

CLAGUE, J. 2006: Open letter by INQUA Executive Commitee. — *Quaternary Perspectives* **16/1,** 158–159.

CITA, M. 2007: *Quaternary issue*. — Kézirat, levél.

COOKE, H. B. S., HALL, J. M., RÓNAI A. 1979: Paleomagnetic sedimentary and climatic records from boreholes at Dévaványa and Vésztő. — *Acta Geologica Hungarica* **22**, 89–109.

CSÁSZÁR G. 2002: A Magyar Rétegtani Bizottság által jóváhagyott geokronológiai és kronosztratigráfiai terminusok. — *Földtani Közlöny* **132/3-4,** 481–483.

DESNOYERS, J. 1829. Observations sur un ensemble de dépôts marins plus récents que les terrains tertiaires du bassin de la Seine, et constituant une formation géologique distincte: précédees d'unapercu de la nonsimultanéité des bassins tertiaires. — *Annales scientifiques naturelles* **16**, 171–214, 402–419. — In: AUBRY, M-P., BERGGREN, W. A., VAN COUVERING, J., MCGOWRAN, B., PILLANS, B. & HILGEN, F. 2005: Quaternary: status, rank, definition, survival. *Elektronikus dokumentum, http://www.stratigraphy.org /aubry.pdf*, 5 p.

DE STEFANI, C. 1876: Sedimenti sottomarini dell'epoca postpliocenica in Italia. — *Bolletin Regio Comitato Geologico Italia* **7**, 272–289. In: PILLANS, B. 2004a: Proposal to redefine the Quaternary. — *Episodes* **27/2,** p. 127.

DING, Z., RUTTER, N. W. & LIU, T. 1997: The onset of extensive loess deposition around the G/M boundary in China and its paleoclimatic implications. — *Quaternary International* **40**, 53–60.

DODERLEIN, P. 1872: Note illustrative della Carta geologica del modernese e del Reggiano, Memoria Terza, Modena 74 p. — In: PILLANS, B. 2004a: Proposal to redefine the Quaternary. — *Episodes* **27/2,** p 127.

FORBES, E. 1846: On the connection between the distribution of existing fauna and flora of the Brithis isles, and the geological changes which have affected their area, especially during the epoch of the Northern Drift. — *Great Britain Geological Survey Memoir* **1**, 336–342.

FRANCÉ, R. 1925: *A Föld élete*. — Pantheon Irodalmi Intézet R.-T., Budapest, 304 p.

FRANYÓ F. 1977: Exploratory drilling on the Great Hungarian Plain by the Hungarian Geological Institute from 1968 to 1975. — *Földrajzi Közlemények* **25 (101)/1-3,** 60–71.

FÜLÖP J., CSÁSZÁR G., HAAS J., J. EDELÉNYI E. 1975: *A rétegtani osztályozás, nevezéktan és gyakorlati alkalmazásuk irányelvei.* — Magyar Rétegtani Bizottság, MÁFI, Budapest 32 p.

GAÁL I. 1923: *A Föld története, történelmi geologia.* — Danubia Kiadása, Pécs, Budapest, 182 p.

GAÁL, I. 1943: A bánhidai Szelim-barlang „hiénás réteg"-e. — *Földtani Közlöny* **73**, 430–448.

GIBBARD, P. 2004: Comment on Brad Pillan's proposal for redefining the Quaternary. — *Quaternary Perspectives* **14/1,** 125–126.

GIBBARD, P. 2006: International comission on Stratigraphy Workshop. — *Quaternary Perspectives* **147**, 117–119.

GIBBARD, P. & VAN KOLFSCHOTEN, T. 2005: The Pleistocene and Holocene Epochs. — In: GRADSTEIN, F, M., OGG, J, G. & SMITH, A. G. (eds.) 2005: *A Geologic Time Scale 2004.* Cambridge University Press, 441–452

GIGNOUX, M. 1910: Sur la classification du Pliocéne et du Quaternaire dans l'Italie du Sud. *Comptes Rendus de l'academie des Sciences* **150**, 841–844. — In: PILLANS, B. 2004a: Proposal to redefine the Quaternary. *Episodes* **27/2,** p. 127.

GIGNOUX, M. 1913: Les formations marines du pliocénes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicilie. — *Annales Université Lyon, n.s.* **36**, 693 p. — In: PILLANS, B. 2004a: Proposal to redefine the Quaternary. *Episodes* **27/2,** p. 127.

GRADSTEIN, F. M., OGG, J. G., SMITH, A. G., BLEEKER, W., & LOURENS, L. J., 2004: A new Geological Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. — *Episodes* **27**, 83–100.

GRADSTEIN, F. M., OGG, J, G. & SMITH, A. G. (eds.) 2005: A Geologic Time Scale 2004. — *Cambridge University Press*, 589 p.

GRADSTEIN, F. M., FINNEY, S. & OGG, J. 2007: Current IUGS-IGC decisions on Quaternary and on pleistocene. — *Quaternary Perspectives* **16/2,** 129–131.

HARLAND, W. B., ARMSTRONG, R. L., COX, A. V., CRAIG, L. E., SMITH, A. G. & SMITH, D. G. 1989: The Quaternary Sub-era (Pleistocene Period). — In: *The geologic time scale 1989.* Cambridge University Press, Cambridge, New York, Port Chester, Melbourne, Sydney, 67–72.

HÖRNES, M. 1853: Mittheilung an Professor BRONN gerichtet, Wien. — *Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Geologie, Geognosie und Petrefaktenkunde*, 806-810. — In: AUBRY, M-P., BERGGREN, W. A., VAN COUVERING, J., MCGOWRAN, B., PILLANS, B. & HILGEN, F. 2005: Quaternary: status, rank, definition, survival. *Elektronikus dokumentum, http://www.stratigraphy.org/aubry.pdf*, 5 p.

HÖRNES, M. 1864. Die fossilen Mollusken des Tertiaerbeckens von Wien. — *Jahrbuch der geologischen Reichssanstalt* 14, pp. 509–514 - In: AUBRY, M-P., BERGGREN, W. A., VAN COUVERING, J., MCGOWRAN, B., PILLANS, B. & HILGEN, F. 2005: Quaternary: status, rank, definition, survival. *Elektronikus dokumentum, http://www.stratigraphy.org/aubry.pdf*, 5 p.

JÁMBOR Á. 1998: A magyarországi kvarter (negyedidőszaki) képződmények rétegtanának áttekintése. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana.* MOL és Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 495–517.

KING, W.B. R. & OAKLEY, K. P. 1949: Definiton of the Pliocene-Pleistocene boundary. — *Nature* **163**, 186–187.

KRETZOI M. 1953: A negyedkor taglalása gerinces fauna alapján. — *Alföldi Kongresszus, Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Tudományos Osztály Közleményei* **8**, 89–97.

KRETZOI M. 1956: A Villányi-hegység alsó-pleisztocén gerinces-faunái. — *Geologica Hungarica series Palaeontologica* **27**, 264 p.

KRETZOI M. 1969: A magyarországi quarter és pliocénszárazföldi biosztratigráfiájának vázlata. – *Földrajzi Közlemények* **17 (93),** 179–198.
KRETZOI M. 1983: Kontinenstörténet és biosztratigráfia a felső harmadkor és a negyedidőszak folyamán a Kárpát-medencében és korrelációi. – *Földrajzi Közlemények* **31 (107),** 230–240.
KRETZOI, M. 1985: Sketch of the biochronology of the Late Cenozoic in Central Europe. – In: PÉCSI, M. (ed.): Problems of the Neogene and Quaternary in the Carpathian Basin. *Studies in Geography in Hungary* **19.** Akadémiai Kiadó, Budapest, 3–20.
KRETZOI M. & KROLOPP E. 1972: Az Alföld harmadkor végi és negyedkori rétegtana az őslénytani adatok alapján. – *Földrajzi Értesítő* **21/2–3,** 133–158.
KRETZOI M. & PÉCSI M. 1979: Pliocene and Pleistocene development and chronology of Pannonian Basin. –*Acta Geologica Hungarica* **22,** 3–33.
KRETZOI M. & PÉCSI M. 1982:A Pannóniai-medence pliocén és pleisztocén időszakának tagolása. – *Földrajzi Közlemények* **30 (106),** 300–326.
KROLOPP E. 1970: Őslénytani adatok a nagyalföldi pleisztocén és felső pliocén rétegek sztratigráfiájához. – *Őslénytani viták* **41**, 5–43.
KROLOPP, E. 1982: Biostratigraphie Classification of Pleistocene Formations in Hungary on the Basis of their Mollusc Fauna. – In: PÉCSI M. (ed.): *Quaternary studies in Hungary*. Geographical Research Institute of the Hungarian Academy of Sciences, Budapest, 107–111.
KROLOPP E. & KORDOS L. 1988: A Magyar Rétegtani Bizottság Quarter Albizottságának állásfoglalása a pleisztocén magyarországi kronosztratigráfiai tagolását illetően. – *Kézirat* 2p.
LÓCZY L. (szerk) 1910: Magyarország negyedkori klímaváltozásairól. – *A Magyar Királyi Földtani Intézet Népszerű kiadványai* **2/3,** 51–79.
LYELL, C. 1833: *Principles of Geology* .3. kötet. – John Murray, London, 365 p.
MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M. 1982: Tiszántúli alapfúrások palynológiai vizsgálata. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1980-ról*, 103–120.
MORLOT, A. 1854: Über die quaternaren Gebilde des Rhonegebiets. – *Verhandlungen, Schweizerische Gesellschaft Naturwissenschaften* **39**, 161–164. – In: AUBRY, M-P., BERGGREN, W. A., VAN COUVERING, J., MCGOWRAN, B., PILLANS, B. & HILGEN, F. 2005: Quaternary: status, rank, definition, survival. *Elektronikus dokumentum, http://www.stratigraphy.org/aubry.pdf*, 5 p.
MORLOT, A. 1856. Sur le terrain quaternaire du Lac Léman. *Bulletin de la Société vaudoise de Science Naturelle* **6**, 101–108. – In: AUBRY, M-P., BERGGREN, W. A., VAN COUVERING, J., MCGOWRAN, B., PILLANS, B. & HILGEN, F. 2005: Quaternary: status, rank, definition, survival. *Elektronikus dokumentum, http://www.stratigraphy.org/aubry.pdf*, 5 p.
NÁDOR A., MÜLLER P., LANTOS M., THAMÓNÉ BOZSÓ E., KERCSMÁR ZS., TÓTHNÉ MAKK Á., SÜMEGI P., FARKASNÉ BULLA J. & NAGY TNÉ. 2000: A klímaváltozások és az üledékesedési ciklusok kapcsolata a Körös-medence negyedidőszaki folyóvízi rétegsoraiban. – *Földtani Közlöny* **130/4,** 623–645.
NÁDOR A., LANTOS M., TÓTH-MAKK Á. & THAMÓ-BOZSÓ E. 2003: Milankovitch.scale multi-proxi records from fluvial sediments of the last 2.6 Ma, Pannonian Basin, Hungary. – *Quaternry Science Reviews* **22**, 2157–2175.
OGG, J. 2004: Introduction to concepts and proposed standardization of term "Quaternary". – *Episodes* **27**/2, 125–126.
PARTRIDGE, T. C. (eds) 1997: The Plio-pleistocene Boundary. – *Quaternary International* **40**, 100 p.
PARTRIDGE, T. C., WOOD, B. A. & DEMENOCAL, P.B. 1995: The influence of global climate change and regional uplift on large-mammalian evolution in eatern and southern Africa. – In: VRBA, E.S. DENTON, G.H. PARTRIDGE, T.C. & BURCKLE, L. H. (eds): Paleoclimate and evolution with an empasis on human origin. Yale Univerity Press, New Haven, 331–355.
PÁVAY E. 1871: Negyed-korszak vagy az ember uralmi korszaka. – *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve*, 435–436.
PETTKO J. 1856: Jelentés Magyarországnak March folyóval határos részéről, mellyet a Magyarhoni Földtani Társulat megbizásából 1852 ősszel földtani vizsgálat alá vett. – *A Magyarhoni Földtani Társulat Munkálatai* **1**, 53–72.
PÉCSI M. 1985: Chronostratigraphy of Hungarian loesses and the underlaying subaerial formation – In: PÉCSI M. (ed.): *Loess and the Quaternary Chinese and Hungarian case studies.* Akadémiai Kiadó, Bp. 33–49.
PÉCSI M. 1986: A valódi vörösagyag geomorfológiai helyzete és földtani kora a Kárpát.-medencében. – *Földrajzi Értesítő* **35/3–4,** 353–362.
PÉCSI M., MÁRTON, P., SCHWEITZER, F., HAHN, GY. 1985: The absolute chronology of the plio-pleistocene alluvial sequence overlaying the pediment of the Mátra Mountains. – In: KRETZOI M. & PÉCSI, M. (eds): *Problems of the Neogene and Quaternary.* Akadémiai Kiadó, Budapest, 109–114.
PILLANS, B. 2004a: Proposal to redefine the Quaternary. – *Episodes* **27/2,** p 127.
PILLANS, B. 2004b: Proposal to redefine the Quaternary. – *Quaternary Perspectives* **14/1,** p 125.
PILLANS, B. & NAISH, T. 2004: Defining the Quaternary. – *Quaternary science reviews* **23**, 2271–2282.
RANCE, H. 2003: The present is the key to the past. – *Elektronikus dokumentum, http://www.geowords.com/geohisthr.htm.*
RAPPAPORT, R 1997: *When geologist were historians 1665–1770.* – Cornell University Press, Ithacva and London, 308 p.
REBOUL, H. 1833. Géologie de la période Quaternaire, Paris, 222 p. – In: AUBRY, M-P., BERGGREN, W. A., VAN COUVERING, J., MCGOWRAN, B., PILLANS, B. & HILGEN, F. 2005: Quaternary: status, rank, definition, survival. *Elektronikus dokumentum, http://www.stratigraphy.org/aubry.pdf*, 5 p.
REMANE, J. 1997: Foreword: chronostratigarphic standards: how are they defined and when should they be changed. – *Quaternary International* **40**, 3–4.
REMANE, J., BASSET, M. G., COWIE, J.W., GOHRBANDT, K. H., LANE, H. R., MICHELSEN, O., NAIWEN, W. 1996: Revised Guidelines for the estabilishment of global chronostratigraphic standards by the International Comission on Stratigraphy (ICS). – *Episodes* **19/3,** 77–81.
RIO, D, SPROVIERI, R., CASTRADORI, D. & DI STEFANO, E. 1998: The Gelasian Stage (Upper Pliocene): A new unit of the global standard chronostratigraphic scale. – *Episodes* **21/2,** 82–87.
RÓNAI A. 1972: Negyedkori üledékképződés és éghajlattörténet az Alföld medencéjében. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **56/1,** 421 p.
RÓNAI A. 1983: Az üledékképződés szakaszossága az Alföld negyedidőszaki rétegeiben. – *Földrajzi Értesítő* **32**, 451–459.
RÓNAI A. 1984a: A plio-pleisztocén határ a nemzetközi és hazai irodalomban. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1982-ről*, 167–172.
RÓNAI A. 1984b: The development of quaternary geology in Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **27**, 75–90.
RÓNAI A. 1985a: Az Alföld negyedidőszaki földtana. – *Geologica Hungarica series Geologica* **21**, 446 p.
RÓNAI A. 1985b: The quaternary of the Great Hungarian Plain. – In: Pécsi M. (szerk.): *Loess and the Quaternary.* Akadémiai Kiadó, Budapest, 51–63.

RUDWICK, M. J. S. 2005: *Bursting the limits of time.* – The University of Chicago Press, Chicago, 708 p.
SAJÓHELYI F. 1904: A jég-korszak. – In: Geológia, II. A Föld története, Sztratigrafia és palaeontológia. *Stampfel-féle Tudományos Zsebkönyvtár* **155**, Pozsony–Budapest, 155–160.
SCHIMPER, K.F. 1837: Die Eiszeit. *Elektronikus dokumentum, http://www.biologie.de/biowiki/ Karl _Friedrich _ Schimper.*
SEMAW, S. et al. 1997: 2,5-million-year-old stone tools from Gona, Ethiopia. – *Nature* **385**, 333–336.
SERRES, M. DE 1830: De la simultaneité des terrains de sédiments supérieurs. – *La Géographie Physique de l' Encyclopédie Méthodique* **5**, 125 p. In: AUBRY, M-P., BERGGREN, W. A., VAN COUVERING, J., MCGOWRAN, B., PILLANS, B. & HILGEN, F. 2005: Quaternary: status, rank, definition, survival. *Elektronikus dokumentum, http://www.stratigraphy.org/aubry.pdf,* 5 p.
SHACKLETON, N. J. 1997: The deep-sea sediment record and the Pliocene-Pleistocene boundary. – *Quaternary International* **40**, pp. 33–35.
STAUB M. 1887: Roth Samu „A Maga Tátra északi oldalának hajdani jégárai" című dolgozatáról. – *Természettudományi Közlöny* **19**, p. 224.
STEININGER, F. F. 2002: Das Känozoische Ärathem. – Versuch einer Revision der chronostratigraphischen Gliederung. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg* **237**, 39–45.
SÜMEGHY J. 1955: A magyarországi pliocén és pleisztocén. – Kézirat, *Doktori disszertáció,*108 p.
SÜMEGI P. 2001: *A negyedidőszak földtani és őskörnyezettani alapjai.* – JATE Press, Szeged, 263 p.
SZABÓ J. 1857: A budai meleg források földtani viszonyai. – *A Magyar Természettudományos Társulat Évkönyvei* **3**, 1–11.
SZABÓ J. 1860: A budai melegforrások folytatása Pesten. – *A Királyi Magyar Természettudományos Társulat Közlönye* **1**, 182–183.
SZABÓ J. 1861: Ajnácskő geológiai viszonyai. – *A Királyi Magyar Természettudományos Társulat Közlönye* **2**, 84–94.
SZABÓ J. 1872: Egy morena képződmény a Mátrában. – *Földtani Közlöny* **2**, 233–241
SZABÓ J. 1888: A jégkorszak hatása Magyarországon. – *Földtani Közlöny* **18**, 367–372.
SZABÓ J. 1893: Az ujkori vagy kenozoi csoport érája. – In: *Előadások a geológia köréből.* Természettudományi Könyvkiadó-Vállalat, Királyi Magyar Természettudományi Társulat,Budapest, 229–263.
SZÉKÁNY B. 1908: *A jégkorszak. (A jégkorszakról általában, különös tekintettel Magyarország területén kimutatott jégkorszaki jelenségekre.).* – Hornyánszky Viktor Cs. és Kir. Udvari Könyvnyomdája, Budapest, 3–10.
TÖRÖK J. 1875: A jégkorszak nyomai Magyarországon, s különösen Debreczen vidékén. – *Természettudományi Közlöny* **7**, 462–467.
URBANCSEK J. 1963: Pliocén és pleisztocén üledékek földtani szintézisének újabb lehetőségei a vízföldtani kutatásban. – *Hidrológiai Közlöny* **43/5,** 392–400.
VADÁSZ E. 1957: *Földtörténet és Földfejlődés.* – Akadémiai Kiadó, Budapest, 847 p.
VAI, G. B. 1997: Twisting or stable Quaternary boundary? A perspective on the glacial late pliocene concept. – *Quaternary International* **40**, 11–22.
VENDL A. 1952: *Geológia II.* – Tankönyvkiadó, Budapest, 559 p.
VOGT, K. 1869 (E.G.): Az újabb vizsgálatok eredményei, az őstörténelem körében. – *Természettudományi Közlöny* **1**, 364–369.
VOGT, K. 1870 (M.B.): Vogt előadásai Pesten, az ember őstörténelméről. – *Természettudományi Közlöny* **2**, 29, 70–79, 163–173.
ZHISENG, A. 1985: A study on the lower boundary of Quaternary in North China stratigraphic significance of the Matuyama/Gauss boundary. – In: PÉCSI M. (ed): *Loess and the Quaternary.* Akadémiai Kiadó, Budapest, 9–19.

Kézirat beérkezett: 2007. 04. 03.

Végjegyzet

A kézirat leadása után újabb fejlemények történtek a negyedidőszak legfiatalabb egységének, a holocénnek a kérdésében is. Az ICS 2007 javaslatként vázolt geológiai kortábláján új geokronológiai egység jelent meg, az antropocén (anthropocene), alsó határa: 1800AD!

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

**138/1**, 97–106., Budapest, 2008

# Környezeti mágnesség — mágneses részecskék szerepe az antropogén porszennyezés detektálásában

MÁRTON Emő[1], MÁRTON Péter[2], ZAJZON Norbert[3]

[1] Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Paleomágneses Laboratórium, H–1145 Budapest, Columbus u. 17–23., e-mail: paleo@elgi.hu
[2] Eötvös Loránd Tudományegyetem, Geofizikai Tanszék, H–1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C., e-mail: martonp@ludens.elte.hu
[3] Miskolci Egyetem, Ásvány- és Kőzettani Intézeti Tanszék, H–3515 Miskolc, Egyetemváros, e-mail: nzajzon@uni-miskolc.hu

## *Environmental magnetism — the role of magnetic particles in tracing environmental pollution by anthropogenic dust*

Abstract

Environmental magnetism, a relatively new field of science, involves the application of standard rockmagnetic techniques to solve problems arising in palaeoclimatic and provenance studies in various sediments, in studies of pedogenesis in soils and in the detection of environmental pollution. In this paper the authors are concerned only with the latter. Anthropogenic pollution sources, such as coal burning plants, steelworks, cement factories and vehicular traffic, all produce magnetic particles which after travelling some distance in air may be deposited on vegetation and buildings or fall directly onto the topsoil. With modern equipment it is possible to get useful magnetic signals from the environmental material even if the magnetic component is just a minute fraction of the sample. Magnetism can thus be used as a tracer of environmental conditions. For example soil pollution by heavy metals can be detected by susceptibility measurements given the correlation established of high magnetic susceptibility with elevated concentrations of Cu, Pb etc. (STRZYSZCZ 1993, STRZYSZCZ et al. 1996, HAY et al. 1997, HANESCH & SCHOLGER 2002, MÁRTON & MÁRTON 2006). After reviewing the basics of magnetic susceptibility, we proceed to present results of the application of this technique as outlined below.

The susceptibility of samples from tree trunks were measured (*Figure 1*) to detect pollution against distance from a road with heavy traffic along a perpendicular bystreet and found that the pollution could be traced to a distance of about 90 m from the main traffic (*Table I*). Angular and spherular particles using SEM of Fe-oxide and sulphide as well as of the metallic Fe composition, these were the sources of the susceptibility signal, were also identified(*Figure 2*).

The North-Hungarian Inspectorate for Environmental Protection runs monitoring stations in the township of Miskolc and its environs (*Figure 3*) and these collect monthly samples of settled dust. Both water soluble and water insoluble components of the samples are weighed. Their samples of water insoluble dust collected between February, 2005 and April, 2006 were studied by susceptibility measurement. When all the data were put together, it turnd out that the mass-specific susceptibility tends to decrease with increasing sample mass. This suggests that the magnetic pollution can be high even if the quantity of dust remains low (*Figure 4*). The highest magnetic signals were obtained for the station of DAM Rt. (an electrosteel works). This was the main source of industrial pollution, the effect of which (along with neighbouring ironworks) can at times be detected even as far away as Szent Ferenc Kórház (an hospital and TB-sanatorium). However, it is reassuring that housing (e.g. Martintelep) and recreation areas (e. g. Tapolca) are relatively clean of magnetic pollution (c. f. *Figures 3 and 5*).

Finally, we studied settled dust samples from Cluj County (Romania) which had collected under the same conditions as the ones in Miskolc. By courtesy of FARKAS & WEISZBURG (2006) we received samples from nine stations for various months between March and June, 2003. They had already separated these into seven grainsize fractions from >400 μm to <1 μm; the second smallest of these fractions (32 μm – 1 μm) contributes most to the mass of the samples (*Figure 7*). Even after sampling for mineralogy, all samples were of sufficient mass to measure the magnetic susceptibility, but meaningful values of mass specific susceptibility were calculated only for samples/month/fractions as shown in *Table II*. It is remarkable, that irrespective of the source of pollution (shown in *op. cit.* above) it is the (32 μm – 1 μm) grainsize fraction which exhibits significant mass specific susceptibility in almost all samples and also this is the grainsize range in which the occurrence of the Fe-oxide spherules may be expected.

Pilot samples were subjected to Curie temperature runs both from Miskolc and Cluj County to identify the source of magnetic signals and this turned out to be magnetite (*Figure 8*). The concentration of magnetite goes up to 13% of the mass in the Miskolc samples and but only to 3% in the Cluj county samples.

*Keywords: magnetic particles, anthropogenic dust, environmental pollution*

Összefoglalás

A viszonylag új diszciplínának számító környezeti mágnesség magában foglalja azokat az egyébként a kőzetmágnesség körébe tartozó módszereket, amelyek alkalmasak pl. paleoklimatológiai problémák megoldására, a paleokörnyezet rekonstruálására vagy a jelen környezet antropogén szennyezettségének vizsgálatára. Ebben a munkában csak az utóbbiakkal foglalkozunk.

Az antropogén szennyező források (széntüzelésű erőművek, vas- és cementgyártás, gépjárműforgalom) apró mágneses részecskéket juttatnak a levegőbe, amelyek bizonyos távolságon túl leülepednek a növényzeten, épületeken vagy közvetlenül a talaj felszínén. Modern mérőeszközökkel ezen részecskéktől származó mágneses jel még rendkívül kis koncentrációk mellett is kimérhető. Ilymódon a mágnesség a környezeti állapot nyomjelzőjeként hasznosítható. Például a talaj nehézfém szennyezése mágneses szuszceptibilitás méréssel nyomozható, ui. az a tapasztalat, hogy a talajban mérhető nagyobb szuszceptibilitás értékekhez általában megnövekedett nehézfém-koncentrációk tartoznak (STRZYSZCZ 1993, STRZYSZCZ et al. 1996, HAY et al. 1997, HANESCH & Scholger 2002, MÁRTON & MÁRTON 2006). A szuszceptibilitás fizikai alapjait a Bevezetésben tekintjük át, majd a továbbiakban e módszer alkalmazásával kapott eredményeket tárgyaljuk a porszennyezéssel kapcsolatban.

A nagy forgalmú M1–M7 autópálya Budaörsi úti kivezető szakaszának egy mellékutcájában (XI. Homonna utca) fakéreg minták szuszceptibilitását határoztuk meg a főúttól mért távolság függvényében. A fatörzseken kiülepedett mágneses szennyezés mintegy 90 m távolságig volt nyomonkövethető (*I. táblázat*). A SEM felvételek (*2. ábra*) szerint a szennyező mágneses részecskék apró vas-, vas-oxid- és vas-szulfid-szferulák, valamint szögletes vas-oxid-törmelékek.

Vizsgáltuk továbbá az Észak-magyarországi Környezetvédelmi Felügyelőség által Miskolcon és környékén működtetett megfigyelő állomásokon (*3. ábra*) havi rendszerességgel begyűjtött, leülepedett porminták szuszceptibilitását a 2005. februártól 2006. áprilisig terjedő időszakra. Minden adatot felhasználva és csak a por vízben oldhatatlan frakcióját tekintve, úgy tűnik, mintha a mintatömeg növekedésével a tömegspecifikus szuszceptibilitás csökkenne (*4. ábra*). Ez annak a jele, hogy a mágneses szennyezés kistömegű ülepedett por esetében is lehet jelentős. Itt a helyi fő szennyező forrás a DAM Rt. vasgyárai, amelyek hatása időnként nagyobb távolságokon (pl. Szent Ferenc Kórház és Csanyik Tüdőszanatórium) is komolyan terheli a környezetet. Megnyugtató viszont, hogy lakótelepeken (pl. Martintelep) és üdülőkörzetekben (pl. Tapolca) a mágneses szennyezés általában kicsiny (vö. *3. és 5. ábrák*).

A miskolciakhoz hasonló méréseket végeztünk kilenc Kolozs megyei leülepedett pormintán, amelyek részét képezik annak a kollekciónak, amelynek ásványtani vizsgálati eredményeit a közelmúltban tették közzé (FARKAS & WEISZBURG 2006). E szerzők a mintákat hét szemnagysági osztályba sorolták >400 µm és <1 µm között és meghatározták az egyes szemcsefrakciók tömegeit is. Az említett kilenc mintára vonatkozó tömegadatok eloszlásában a 32–1 µm frakció általában nagy, vagy kiugróan nagy értékkel van képviselve (*7. ábra*). Nagyon valószínű, hogy ezekben a mintákban annak a frakciónak a tömege sem elhanyagolható, amely a tüdőbe bejut (<10 µm). Noha a szuszceptibilitásmérések az ásványtani meghatározásokhoz felhasznált anyag tömegével csökkentett tömegeken történtek, minden mintára, ill. frakcióra eredményesek voltak. A kiszámított tömegspecifikus szuszceptibilitások (*II. táblázat*) azonban egyedül a 32–1 µm frakcióban szignifikánsak majdnem minden mintára. Ez a mérettartomány az, amelyben a szferulák a mágneses tulajdonságok hordozói (vö. *2. ábra*).

Végül néhány kiválasztott miskolci és Kolozs megyei pormintán Curie-hőmérséklet-méréseket hajtottunk végre a mágneses jel forrását képező részecskék meghatározása céljából (*8. ábra*), amelyek magnetitnek mutatkoztak. A magnetit koncentrációja a miskolci mintákban eléri a 13 tömegszázalékot szemben a kolozsiakkal, ahol csak 3%-ig megy fel. Az utóbbi adatok jelentős környezetterhelési különbségre utalnak.

*Tárgyszavak: mágneses részecskék, antropogén por, környezetszennyezés*

## Bevezetés

Ipari forrásokból (acél és cementgyárak, széntüzelésű erőművek stb.) és járművekből többek között vastartalmú környezetszennyező anyagok is a levegőbe kerülnek, amelyek belélegezve, csupán kis szemcseméretüknél fogva egészségkárosítóak lehetnek. Utóbbi hatást növeli, hogy e részecskékhez mérgező nehézfémek (pl. Pb, Zn, Cu, Cr, Ni, Mo) társulhatnak, amelyek velük és más anyagokkal együtt szállítódnak, majd leülepednek.

Általában az anyagok, és így a környezetet szennyező szálló, ill. leülepedett por is, egyéb jellemzőik mellett, kivétel nélkül rendelkeznek mágneses tulajdonságokkal, amelyek alapján dia-, para-, illetve ferromágneses (beleértve a ferri-, és antiferromágnességet is) csoportokba sorolhatók be. A természetes ásványok közül pl. a kvarc és a kalcit diamágneses, az amfibolok és piroxének paramágnesesek. A dia-, és paramágnesekkel szemben a ferromágneses csoport ásványai önálló mágneses momentummal rendelkeznek. Ilyenek az antiferromágneses hematit és goethit, a ferrimágneses magnetit, maghemit, pirrhotin és greigit. Valódi ferromágneses komponensek a vas, kobalt és nikkel. Szobahőmérsékleten a diamágnesek mágneses szuszceptibilitása kicsiny és negatív, a paramágneseké kicsiny és pozitív, míg a ferromágneseknek viszonylag nagy pozitív szuszceptibilitásuk van. Nagyságrendeket tekintve, $m^3kg^{-1}$ egységekben, a diamágneses ásványok $10^{-9}$, a paramágneses és antiferromágneses ásványok $10^{-6}$, a ferrimágneses ásványok $10^{-3}$, végül a vas $10^{-1}$ rendű szuszceptibilitással jellemezhető.

A szálló, ill. leülepedő porban a diamágneses és paramágneses összetevők dominálnak, amelyek ásványtani módszerekkel jól azonosíthatók, míg a ferri-, és ferromágneses ásványok kis koncentrációjuk miatt gyakran észrevétlenek maradnak. Mágneses módszerekkel azonban még a nyomokban előforduló mágneses részecskék jelenléte is biztonságosan és gyorsan kimutatható, ui. a modern

szuszceptibilitásmérők érzékenysége egészen kis mágneses anyagtartalom kimutatását is lehetővé teszi. Ennek köszönhető a viszonylag új, környezeti mágnesség nevet viselő diszciplína gyors térhódítása, amely a szuszceptibilitás paraméterek mérésével együtt a paleo-, ill. kőzetmágnességben használt módszereket alkalmazza a mágneses részecskék pontosabb meghatározására (pl. Curie-hőmérséklet-mérés).

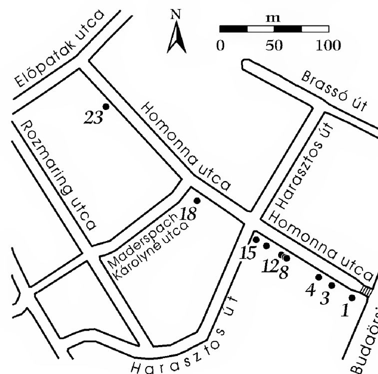
A $m^3kg^{-1}$ egységekben kifejezett tömegszuszceptibilitásból becsülhető a mágneses frakció szemnagysága és koncentrációja. Mivel a szuszceptibilitás és a korábban említett nehézfémek koncentrációja között általában korreláció figyelhető meg, szuszceptibilitás „térképezéssel" olyan pontokat jelölhetünk ki, ahol a költségigényesebb kémiai elemzést is érdemes elvégezni.

A levegőben szálló por a talajon, fákon, épületeken rakódik le, vagy vízbe hullik. Talajra vagy vízbe hullva egyéb ásványokkal keveredik, amelyek között lehetnek nagy szuszceptibilitásúak is (pl. magnetit, maghemit). Ezekben a közegekben a legnagyobb probléma a természetes és az antropogén forrásból eredő szuszceptibilitás megkülönböztetése. Ilyen probléma általában nincs, ha faleveleken, fakérgen lerakódott port vizsgálunk. Utóbbi vizsgálatokban az okozza a nehézséget, hogy a szennyezést és a hordozó közeget nem tudjuk fizikailag szétválasztani. Így a meghatározott tömegszuszceptibilitásokat erősen befolyásolja a hordozó anyag tömege, mely sokkal nagyobb a szennyezés tömegénél. Ezért leveleken és fakérgen végzett vizsgálatok csak kis területen belüli összehasonlításra alkalmasak, szigorúan szabályozott körülmények között (pl. ugyanazon a napon gyűjtött anyag, ugyanaz a fafajta, ugyanolyan gyűjtési magasság stb.).

Ebben a tanulmányban egy, a „klasszikus" vonalhoz tartozó fakéregvizsgálat mellett a vizsgálat tárgyát illetően újdonságnak számító méréssorozatról is beszámolunk. Utóbbiakat az Észak-magyarországi Környezetvédelmi Felügyelőség által működtetett gyűjtőhálózat mintáin, ill. Kolozs megye Környezetvédelmi Hivatalának hálózati pontjairól származó mintákon végeztük. Az említett szervezetek a leülepedett por vízoldhatatlan tömegét mérik, annak ásványos-kémiai összetételével és mágneses tulajdonságaival nem foglalkoznak. E minták nagy előnye az, hogy a mért szuszceptibilitásuk ismert tömegre vonatkoztatható. A leülepedett porok tömegszuszceptibilitása olyan paraméter, amely csak a mágneses szennyezéstől függ, ezért a szennyezés monitorozására és a különböző területek közötti összehasonlításra is kiválóan alkalmas.

## Fakérgeken végzett vizsgálatok

A Budapest XI. Homonna utcában, a nagy forgalmú Budaörsi úttól kiindulva 10 darab, egyidős japán akác kérgéből mintegy 2 m magasságból, 2006. februárban gyűjtöttük mintákat (*1. ábra*). Bár törekedtünk arra, hogy a kéregdarabok egyforma nagyok legyenek, tömegük (a szennyezéssel együtt) az *I. táblázatban* feltüntetett mértékben változó. Először a minták látszólagos térfogati szuszceptibilitását mértük meg, majd a tömegek figyelembe-




**1. ábra.** Térképvázlat a Budapest XI. Homonna utcában mintázott, arab számokkal megjelölt fák elhelyezkedéséről (vö. *I. táblázat*)

***Figure 1.*** *Scetch map of Budapest, XI. Homonna utca and vicinity. The positions of the trees sampled for susceptibility measurement are indicated by numbered dots (c.f. Table I)*

**I. táblázat.** A Budaörsi úti járműforgalom környezetszennyezésének terjedése a Budapest XI. Homonna utcában fakéreg mintákon mért mágneses szuszceptibilitások alapján (vö. *1. ábra*)

***Table I.*** *Propagation of environmental pollution related to vehicular traffic along Budaörsi út detected by magnetic susceptibility measurements on tree bark samples in Budapest, XI. Homonna utca (c.f. Figure 1)*

| Fa száma *Number of tree* | Távolság a Budaörsi úttól *Distance from Budaörsi str.* | Minta tömege (Fakéreg + szennyezés) *Mass of the sample (bark+pollution)* | Látszólagos szuszceptibilitás *Apparent sus-ceptibility* | Tömeg spec. szuszceptibilitás *Mass spec. susceptibility* |
|---|---|---|---|---|
| | m | g | $10^{-6}$ SI | $10^{-8}$ $m^3/kg$ |
| Budaörsi út és Harasztos út között *Between Budaörsi and Harasztos streets* | | | | |
| 1 | 15 | 3,01 | 108,4 | 36,01 |
| 3 | 37 | 1,95 | 73,9 | 37,90 |
| 4 | 51 | 1,56 | 32,2 | 20,64 |
| 8 | 86 | 2,12 | 50,3 | 23,73 |
| 10 | 87 | 2,08 | 27,6 | 13,27 |
| 12 | 91 | 1,45 | 20,9 | 14,41 |
| 13 | 107 | 2,73 | 42,6 | 15,60 |
| 15 | 118 | 2,63 | 47,5 | 18,06 |
| Harasztos út és Maderspach Károlyné utca között *Between Harasztos and Maderspach Károlyné streets* | | | | |
| 18 | 183 | 2,16 | 32,3 | 14,95 |
| Maderspach Károlyné és Előpatak utca között *Between Maderspach Károlyné and Előpatak streets* | | | | |
| 23 | 301 | 3,83 | 53,6 | 14,00 |

vételével számítottuk a $m^3kg^{-1}$-ban kifejezett tömegszuszceptibilitást, amely a (mágneses) szennyezés és a fakéreg együttesét jellemzi. Ezekből kiolvasható, hogy a Budaörsi úttól kb. 90 m távolságig egyértelműen a főút autóforgalmának tulajdonítható a szennyezés (a Homonna utca e szakaszán nincs autóforgalom). Ez meglepően nagy távolság, ha figyelembe vesszük, hogy az uralkodó szél a Budaörsi út felé fúj. Kissé növekszik a szuszceptibilitás a Harasztos út forgalmának köszönhetően (13. és 15. fák, amelyek nagyon közel vannak a kereszteződéshez), majd ismét csökken a Budaörsi úttól távolodva (*I. táblázat*).

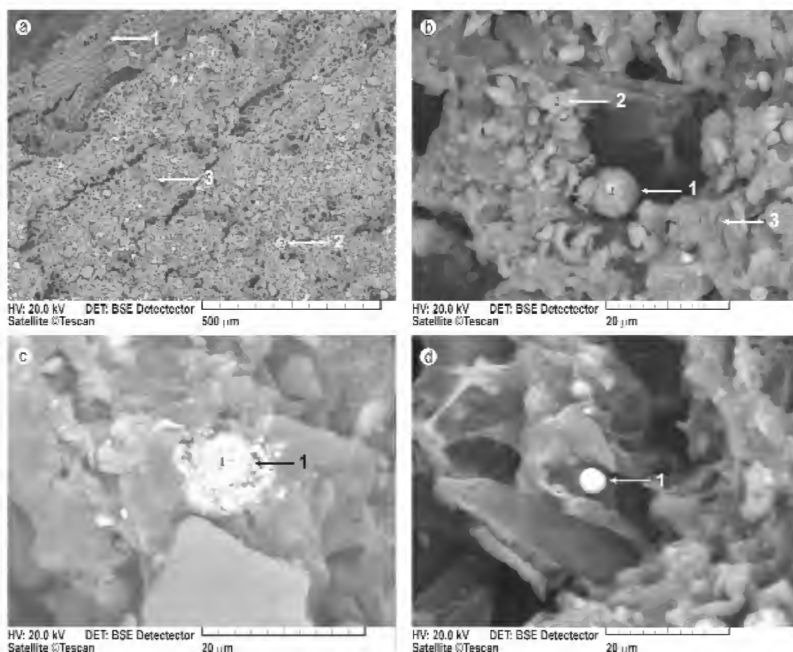
A két legszennyezettebb fakéregdarabot elektronmikroszkóppal (SEM) is vizsgáltuk. Mivel a szennyezést a kéreg durva felületéről nem lehetett eltávolítani, apró kéregdarabok vizsgálatára került sor. A felvételeken agyagásványokon kívül (amelyek valószínűleg a Budai Márgából származnak) különböző összetételű és méretű szögletes szemcsék és ép vagy törött szferulák láthatók, amelyek minden valószínűség szerint a járműmotorok mozgó alkatrészeinek kopásából, valamint a kipufogó rendszerekben nagy hőmérsékleten leváló részecskéktől erednek (*2. ábra*).

Érdemes megjegyezni viszont, hogy a közúti közlekedésből eredő szennyezők mágneses hatása a talajon a távolsággal viszonylag gyorsan lecseng. Pl. Németország főútjai mentén az úttól 2 m-re a felére csökken és 5 m-nél távolabb nem észlelhető (HOFFMANN et al. 1999). Saját méréseink is hasonló eredményre vezettek (MÁRTON & MÁRTON 2006). A közlekedéstől származó környezetszennyezés vizsgálata tehát a talajszennyezés szempontjából megnyugtató eredményeket hozott, amennyiben jelentős nehézfém szennyezéssel néhány méterre a forgalmas utaktól már nem kell számolnunk. Viszont a gyorsan kiülepedő, viszonylag nagy szemcseméretű szennyezésen túl, finomabb, sokszor a szálló por tartományba (<10 μm) eső fémszennyezés az úttól kb. 100 m-re is kimutatható. Soproni levélszennyezés-vizsgálatunk arra egedett következtetni, hogy az ilyen szennyezés terjedését a levegőben fallal lehet hatékonyan megakadályozni (MÁRTON & MÁRTON 2006). Az első sorban zajvédelmet szolgáló falak jó hatásfokkal állhatják útját a belélegezhető káros részecskék terjedésének is.

## Leülepedett porok vizsgálata

### *Miskolci minták*

Az ülepedő por mennyiségi meghatározása céljából az Észak-magyarországi Környezetvédelmi Felügyelőség Miskolcon és környékén 18 állomásból álló mérőhálózatot mű-




**2. ábra.** SEM felvételek fakéregre települt szennyező részecskékről

a) 1 – a fakéreg szerkezete, 2 – szögletes Fe-oxid-szemcse, 3 – főleg agyagásványokból álló bevonat. b) 1 – Ti-oxid-szferula, 2 – egy alapot alkotó szögletes Fe-oxid-szemcse, 3 – agyagásványok. c) 1 – Fe-szulfid-szferula halmaz. d) 1 – kis Ca-tartalmú fémes vas-szferula

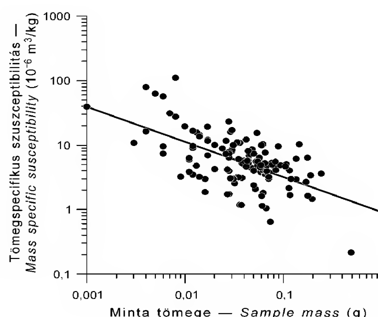
***Figure 2.** SEM photographs of pollution particulates settled on a tree bark*

*a) 1 – tructure of the bark, 2 – angularly shaped Fe-oxide grain, 3 – coating of predominantly clay minerals. b) 1 – Ti-oxide spherule, 2 – angularly shaped Fe-oxide grain, 3 – clay minerals. c) 1 – stack of Fe-sulphide spherules. d) 1 – Ca bearing metallic iron spherule*




**3. ábra.** Az Észak-magyarországi Környezetvédelmi Felügyelőség mérőhálózatának ülepedő por mérő állomásai Miskolc városban és környékén

***Figure 3.*** *Monitoring stations for settled dust run by the N Hungarian Inspectorate for Environmental Protection in the township of Miskolc and environs*



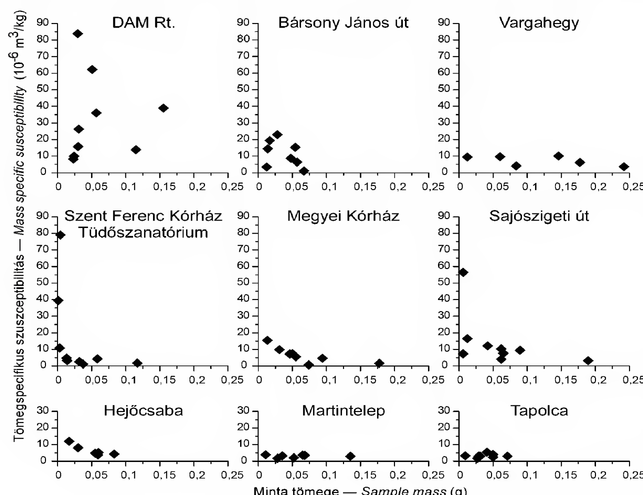

**4. ábra.** Miskolc és környékén 2005. február és 2006. április között havonta ülepedett vízoldhatatlan por tömegspecifikus szuszceptibilitás - minta tömeg eloszlásának kumulatív diagramja a mérőállomások adatai alapján

***Figure 4.*** *Cumulative diagram showing monthly values of mass-specific susceptibility against sample mass of water insoluble settled dust for all stations investigated in Miskolc and environs between February, 2005 and April, 2006*

ködtet (*3. ábra*), amely iparilag és/vagy járműközlekedéssel erősen terhelt (pl. DAM Rt., cementgyárak, 3-as út, ércelőkészítő) állomásokat és a „háttérértékek" meghatározását célzó állomásokat (pl. Szt. Ferenc Kórház /Csanyik Tüdőszanatórium, Tapolca Vízmű, Bükkszentkereszt) foglal magában.

Mágneses mérésekre ismert vízoldhatatlan tömegű pormintákat kaptunk, néhány hónap híján a 2005. február – 2006. áprilisi időszakra. Az egy-egy hónapban összegyűlt porminta vízoldhatatlan tömege általában kisebb, mint 0,2 g. A mágneses szuszceptibilitás jól mérhető, a tömegszuszceptibilitások pontosan meghatározhatók. A *4. ábra* az összes adat figyelembe vételével készült, és a mért tömegspecifikus szuszuszceptibilitás tizes alapú logaritmusát tünteti fel a vízoldhatatlan portömeg tizes alapú logaritmusának függvényében. A regressziós egyenes enyhe negatív meredeksége arra utal, hogy a két mennyiség nem teljesen független egymástól. Más szavakkal, lehetnek olyan időszakok, amikor a porterhelés jelentősen lecsökken, ugyanakkor a vele járó egészségkárosító mágneses és potenciális toxikus nehézfém szennyezés veszélye továbbra is fennállhat (*4. ábra*). Az adatrendszert megfigyelési pontokra bontva és csak a (hely és gyűjtési hónap szerint) biztosan azonosítható mintákat véve figyelembe változatos képeket látunk (*5. ábra*). Kiemelkedően nagyok a tömegszuszceptibilitások a DAM Rt. területén, ami nem meglepő, viszont figyelemreméltó, hogy a DAM-tól kb. egyforma távolságra telepített Vargahegy és Bársony J. u. állomásokon nagyon eltérőek az értékek, amit a szélirányok különbözősége okozhat. Érdekes, hogy a cementgyárak és az ércelőkészítő körzetében gyűjtött minták szuszceptibilitása viszonylag kicsi, valószínűleg a csökkent kibocsátás következtében.

A „háttérértékek" meghatározására szolgáló állomáshelyek legtöbbjén a mágneses szennyezettség viszonylag kicsi. Egyik ilyen ponton azonban (Szt. Ferenc Kórház /Csanyik Tüdőszanatórium) olyan nagy tömegszuszceptibilitás értékeket is mértünk, amelyek messze meghaladják pl. a nagy




**5. ábra.** Miskolc és környékén 2005. február és 2006. április között havonta ülepedett vízoldhatatlan por tömegspecifikus szuszceptibilitás - minta tömeg eloszlásának diagramjai kilenc kiválasztott mérőállomás adatai alapján

Felső sor: DAM Rt (acélmű) és 1 km-es körzetén belül, középső sor: kórházak és a Megyei Kórház közelében lévő állomás (Sajószigeti út), alsó sor: Hejőcsaba (cementmű és főút), valamint lakó-üdülő körzetek (vö. *3. ábra*)

***Figure 5.*** *Diagrams showing monthly values of mass-specific susceptibility against sample mass of water insoluble settled dust for nine selected stations investigated in Miskolc and environs between February, 2005 and April, 2006*

*Upper row: DAM Rt. (steelworks) and two stations (Bársony János út and Vargahegy) within its neighbourhood of 1 km, Middle row: two hospitals (Szent Ferenc Kórház és Megyei kórház) and one station (Sajószigeti út) near to the latter. Lower row: Hejőcsaba (cement factory and main road) and two stations of housing (Martintelep) and recreation (Tapolca) areas (c.f. Figure 3)*




**6. ábra.** SEM felvételek a leülepedett porminták mágneses részecskéiről
a) szferulák tömeges előfordulása (DAM Rt.), b) 1. és 2. majdnem tiszta vas- (vas-oxid-) szferulák kevés Zn, Ca és Mn tartalommal, 3. Túlnyomóan vas-, vas-oxid-szferula kevés Zn-, Mn-, Si- és Cr-tartalommal (Komlós-tető), c) szferula szerkezete (DAM Rt.)

***Figure 6.*** *SEM photographs of magnetic pollution particulates in settled dust samples*
*a) mass occurrence of magnetic spherulae (DAM Rt.) b) 1 and 2: iron (iron-oxide) spherulae with little Zn, Ca and Mn, 3: predominant iron (iron-oxide) spherule with subordinate Zn, Mn, Si and Cr (Komlóstető), c) structure of a spherule (DAM Rt.)*

gépjárműforgalmú Sajószigeti út megfigyelőponton mért értékeket. Így valószínűsíthető, hogy a Tüdőszanatórium légterében időnként jelentős a vasművektől vagy távolabbi forrásokból származó szennyezés.

A mágneses részecskék (vasban gazdag szferulák) SEM felvételeiből a *6. ábrán* láthatóakat választottuk ki.

### *Kolozs megyei minták*

Ezen minták mágneses vizsgálata FARKAS & WEISZBURG (2006) a Földtani Közlönyben megjelent dolgozatához kapcsolódik, amely a Kolozs Megyei Környezetvédelmi Hivatal által 2003 márciusa és júniusa között, 18 mintavételi helyről havonta begyűjtött porminták ásványtani összetételének meghatározásával foglalkozik. Fenti szerzők kérésünkre, az általuk 7 szemcseméret kategóriába sorolt anyagból, 9 helyről származó, összesen 175 mintát adtak át mágneses (és tömeg) mérésekre. A minták mindegyikén

**II. táblázat.** Kolozs megyében gyűjtött porminták különböző szemnagysági frakcióinak tömegspecifikus szuszceptibilitásai $10^{-6}$ $m^3/kg$ egységekben (félkövér) és a méréshez rendelkezésre álló tömegei mg-okban zárójelben

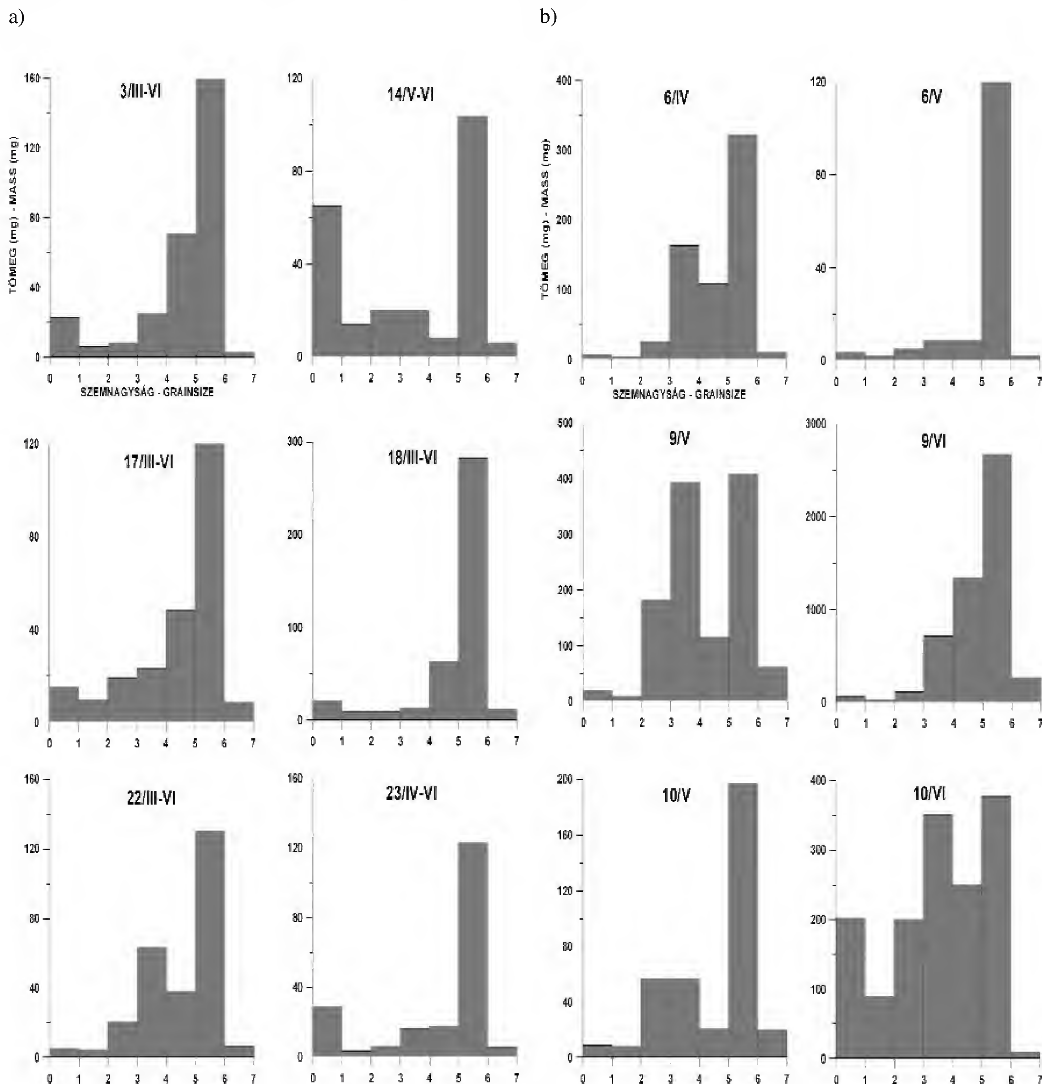
***Table II.*** *Cluj County. Mass specific susceptibility (bold) in $10^{-6}$ $m^3/kg$ and mass of settled dust available for measurement (in brackets, in mg) for each of the separated grainsize fraction for nine sampling sites*

| | Frakció – *Fraction* (µm) | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | >400 | 400-250 | 250-125 | 125-63 | 63-32 | 32-1 | <1 |
| *3 III* | | | | | **2,2** (65) | **3,4** (65) | - |
| *3 IV* | | | | | | **18,2** (10) | - |
| *3 V* | **4,3** (30) | | | | | **4,4** (85) | - |
| *3 VI* | **1,0** (45) | | **3,1** (25) | **2,6** (20) | **2,9** (80) | **3,1** (125) | - |
| *6 IV* | | | | **1,5** (75) | **2,2** (35) | **2,4** (210) | |
| *6 V* | | | | | | **25,0** (5) | |
| *9 V* | | | **1,8** (50) | **1,3** (190) | **4,6** (65) | **5,5** (115) | 5,7 (18) |
| *9 VI* | **0,7** (60) | **5,6** (28) | **3,2** (95) | **3,7** (445) | **5,9** (1110) | - | **1,7** (75) |
| *10 V* | | | **3,0** (30) | **2,6** (55) | | **9,7** (60) | |
| *10 VI* | **28,2** (150) | **22,2** (85) | **6,8** (120) | **2,9** (220) | **6,3** (100) | - | |
| *14 V* | **4,8** (35) | | **20,2** (15) | | | **13,4** (10) | |
| *14 VI* | **14,6** (100) | | | | | | |
| *17 III* | | | | | | **6,2** (15) | |
| *17 IV* | | | | | | **9,1** (8) | |
| *17 V* | **3,4** (40) | **4,7** (25) | **3,8** (30) | **5,6** (13) | **3,2** (40) | **3,5** (60) | |
| *17 VI* | | | | | **2,3** (45) | **3,1** (70) | |
| *18 III* | | | | | | **1,3** (100) | |
| *18 IV* | **24,3** (35) | | | | | **18,3** (30) | |
| *18 V* | | | | | | **8,2** (10) | |
| *18 VI* | | | | | **3,0** (130) | **5,7** (290) | **1,5** (25) |
| *22 III* | | | | | | | |
| *22 IV* | | | **4,6** (30) | **4,4** (60) | **6,4** (25) | **4,4** (115) | |
| *22 VI* | | | | **2,4** (45) | **3,6** (23) | **2,6** (55) | |
| *23 IV* | | | | **3,9** (35) | **5,2** (30) | **4,7** (100) | |
| *23 V* | **2,2** (65) | | | | | - | |
| *23 VI* | | | | | | | |

Bal oldali oszlop: arab számok: állomásazonosítók (vö. FARKAS & WEISZBURG 2006), római számok: hónapok. Üres cella: túl kis szuszceptibilitás, –: hiányzó frakció.

*Leftmost column, arab numbers as in FARKAS & WEISZBURG (2006) and different months (Roman numerals). Empty cell: too low susceptibility, hyphen: missing fraction.*

mértük a mágneses szuszceptibilitást, amely a minták sokszor igen kis tömege (minden szemcseméret-frakcióból hiányzott az ásványtani vizsgálathoz használt anyag) ellenére jól mérhető volt (*II. táblázat*). Ahol a látszólagos szuszceptibilitás kicsi volt, ott nem határoztunk meg tömegszuszceptibilitást (üresen maradt cellák). Ahol a rendelkezésre álló minta tömege 10 mg-nál kisebb, de a látszólagos szuszceptibilitás nagy volt, ott meghatároztuk a tömegszuszceptibilitást, de ezt csak tájékoztató adatnak tekintjük (*II. táblázat*). Figyelemre méltó, hogy bármi is a szennyezés forrása, a 32–1 μm frakció szinte kivétel nélkül jelentős tömegszuszceptibilitással rendelkezik. Ugyanakkor ez az a frakció, amely a legtöbb mintavételi ponton a legnagyobb tömegű (*7. ábra*) és amelyben a 10 μm-nél kisebb vastartalmú szferulák előfordulása várható (vö. *2. ábra*).




**7. ábra.** A leülepedett vízoldhatatlan por tömegeloszlása a különböző szemnagysági tartományokban Kolozs megye 12 (6-6) mérőállomásán (FARKAS & WEISZBURG 2006)

a) Tömegátlagok a jelzett hónapokra vonatkozólag. b) Tömegek a jelzett hónapra vonatkozóan. Az ábracímekben az arab számok az állomásazonosítók, a római számok a hónapok (a részleteket lásd a hivatkozott cikkben). Szemnagysági tartományok μm-ben: 0-1: > 400, 1-2: 400-250, 2-3: 250-125, 3-4: 125-63, 4-5: 63-32, 5-6: 32-1, 6-7: <1

***Figure 7.*** *Distributions of water insoluble masses of settled dust between the different grainsize fractions at 12 (6 plus 6) stations of Cluj County*

*a) Mass averages for the months indicated. b) Masses for the month indicated. Figure titles show the identification numbers of the stations as in FARKAS & WEISZBURG (2006)/ months (Roman numerals). Grainsize fractions are in μm as follows: 0-1: >400, 1-2: 400-250, 2-3: 250-125, 3-4: 125-63, 4-5: 63-32, 5-6: 32-1, 6-7 = <1*

### *A miskolci és Kolozs megyei porminták tömegszuszceptibilitásainak összehasonlítása*

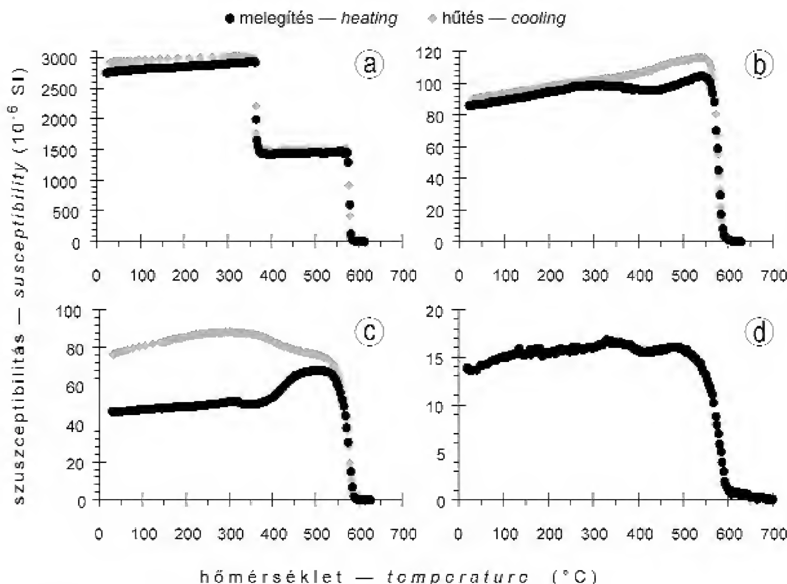
A két anyag összehasonlításakor azonnal feltűnik, hogy Miskolcon sokkal nagyobb tömegszuszceptibilitása van az ülepedő poroknak, mint Kolozs megyében, akár iparilag terhelt, akár csak a közlekedés által érintett gyűjtőpontokra meghatározott értékeket hasonlítunk össze. A különbség valójában nagyobb a látszólagosnál, hiszen a Kolozs megyei porok átlagos tömegszuszceptibilitása biztosan kisebb, mint a *II. táblázatban* található egy-egy frakcióra mért legnagyobb érték. Felmerül a kérdés, hogy Miskolc nehézfém környezetterhelése valójában is többszöröse-e a Kolozs megyeinek vagy, hogy a mágneses szemcsék minőségileg különböznek a két területen. Az ásványtani vizsgálat nem terjedt ki a Kolozs megyei anyagban talált szferulák összetételének meghatározására, noha a röntgenfelvételeken egy bizonytalan spinell-csúcs jelentkezik (Farkas & Weiszburg 2006). Mi a szuszceptibilitás hőmérsékletfüggésének mérésével Curie-pont és fázisátalakulási hőmérsékletek meghatározására tettünk kísérletet (*8. ábra*). Ennek eredményeként megállapíthatjuk, hogy Miskolcon éppúgy, mint Kolozs megyében a mágneses ásvány a magnetit, elemi vas (esetleg ötvözet) nincs a mintákban. Ebből következik, hogy Miskolcon valóban nagyobb a mágneses és ezzel együtt a valószínűsíthető nehézfém környezetterhelés. A magnetit koncentrációja a leülepedett porban Miskolcon eléri a 13 tömegszázalékot, míg Kolozs megyében maximum 3 tömegszázalék.

### Következtetések

Ipari forrásból és járművektől eredő környezetszennyezést fakérgeken, és környezetvédelmi szervezetek hálózati pontjain összegyűjtött pormintákon vizsgáltunk mágneses módszerrel. A gyűjtött porminták, amelyeket tudomásunk szerint még sehol sem vizsgáltak mágneses szempontból, a kutatás ideális tárgyainak bizonyultak. Ennek az oka, hogy tömegszuszceptibilitásuk csak a mágneses szennyezéstől függ, míg talajokban a természetes és antropogén forrásból származó mágneses ásványok együtt fordulnak elő, a fakérgek szennyezése pedig gyakorlatilag nem választható le a hordozó közegről. Porminták mágneses tömegszuszceptibilitása egymástól távol eső területek összehasonlítását is lehetővé teszi, kiválóan alkalmas a szennyezés monitorozására, sőt a mágneses szemcsék tömegszázalékának becslésére is (ehhez meg kell határozni a mágneses ásványt).

Fakéreg és ülepedő por vizsgálatainkból a következő megállapításokat tehetjük:

— A fákon megtelepülő mágneses szennyezés forgalmas utak mentén több 10 m-re is jelentős terjedésének, fallal lehet hatékonyan útját állni. Zajvédő falak építésével a légzőszerveket károsító hatás is komolyan csökkenthető lenne.




**8. ábra.** Szuszceptibilitás-hőmérséklet görbék néhány porminta Curie-hőmérsékletének ($T_c$) meghatározására
a) Ni és magnetit (Mt) etalon, $(T_c)_{Ni}$ = 360 °C, $(T_c)_{Mt}$ = 578 °C, b) Miskolc (DAM Rt.), c) Kolozs megye (9. sz. állomás, 63–32 µm-es frakció), d) Kolozs megye (23. sz. állomás, 32–1 µm-es frakció)

***Figure 8.** Susceptibility-temperature runs for Curie temperature ($T_c$) determination of some settled dust samples*
*a) Ni plus magnetite (Mt) standard sample $(T_c)_{Ni}$ = 360 °C, $(T_c)_{Mt}$ = 578 °C, b) Miskolc (DAM Rt.), c) Cluj County (Station 9, grainsize fraction 63–32 µm), d) Cluj County (station 23, grainsize fraction 32–1 µm)*

— Miskolcon és Kolozs megye ipari városaiban gyűjtött porokban kizárólag magnetit a mágneses ásvány. Ez a gépjárművektől származó, fakérgen megfigyelt mágneses szferulákra is általában igaz. Egyetlen vasszferulát azonban talált az elektronmikroszkópos vizsgálat, amely egyúttal azt is megmutatta, hogy a legtöbb mágneses részecske a 10 μm vagy annál kisebb mérettartományba esik.

— Az ülepedő porokban a 32–1 μm szemcseméret dominál, és mivel ez a frakció egyben a leggyakrabban jelentkezik jelentős tömegszuszceptibilitással (*II. táblázat*), nagyon valószínű, hogy ebben dúsulnak az apró, hörgőket, sőt a tüdőhólyagokat károsító mágneses szferulák.

— Miskolcon lényegesen nagyobb a mágneses (és feltehetően a vele együtt járó potenciális nehézfém-) szennyezettség, mint Kolozs megye ipari városaiban. A magnetit koncentrációja a leülepedett porban Miskolcon eléri a 13 tömegszázalékot, míg Kolozs megyében maximum 3 tömegszázalék. Az ipari forrásból származó mágneses szennyezés Miskolcon főleg a vasművektől ered és nagyobb távolságra is eljuthat, mert pl. a Szent Ferenc Kórház és Tüdőszanatórium területén gyűjtött porminták időnként kiemelkedően nagy szuszceptibilitása nem írható a gépjárműforgalom rovására.

## Köszönetnyilvánítás

A kutatást a TS044765 számú, „Integrált kutatómódszer kifejlesztése negyedidőszaki környezeti állapotok geofizikai vizsgálatára" című OTKA projekt keretében végeztük. A 3. ábra alapjául szolgáló térképért URAM Jánosnak, a Kolozs megyei mintákért FARKAS Izabellának és WEISZBURG Tamásnak mondunk köszönetet. A mérésekben és a segédanyagok elkészítésében IMRE Gábor és FERENCZ Edith működött közre.

## Irodalom — References

FARKAS, I. M. & WEISZBURG, T. 2006: Ülepedő és szálló por ásványtani vizsgálata a romániai Kolozs megyéből. – *Földtani Közlöny* **136,** 547–572.

HANESCH, M. & SCHOLGER, R. 2002. Mapping of heavy metal loadings in soils by means of magnetic susceptibility measurements. – *Environmental Geology* **42,** 857–870.

HOFFMANN, V., KNAB, M. & APPEL, E. 1999: Magnetic susceptibility mapping of roadside pollution. – *Journal of Geochemical Exploration*, **66**, 313–326.

HAY, K. L., DEARING, J. A., BABAN, S. M. J. & LOVELAND, P. J. 1997. A preliminary attempt to identify athmospherically-derived pollution particles in English topsoils from magnetic susceptibility measurements. – *Physics and Chemistry of the Earth* **22**, 207–210.

MÁRTON PÉTERNÉ SZALAY, E. & MÁRTON, P. 2006: Környezetszennyezés detektálása mágneses szuszceptibilitás mérésekkel. – *Magyar Geofizika* **47**, 27–30.

STRZYSZCZ, Z. 1993. Magnetic Susceptibility of Soils in Areas Influenced by Industrial Emissions. – In: SCHULIN, R. (ed.): *Soil Monitoring. Monte Verita.* Birkhauser Verlag, Basel, 255–269.

STRZYSZCZ, L., MAGIERA, T. & HELLER, F. 1996. The influence of industrial imission on the magnetic susceptibility of soils in Upper Silesia. – *Studia Geophysica et Geodaetica* **40,** 276–286.

Kézirat beérkezett: 2007. 05. 16.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

Rövid közlemények

138/1, 107–110., Budapest, 2008

# Are there any Dachstein Limestone fragment in the Felsővadács Breccias Member?

Géza CSÁSZÁR, Felix SCHLAGINTWEIT, Olga PIROS, Balázs SZINGER

*Van egyáltalán Dachsteini Mészkő a Felsővadácsi Breccsában?*

Összefoglalás

Megállapítást nyert, hogy a korábbi véleményekkel szemben a Felsővadácsi Breccsának nem fő alkotója a Dachsteini Mészkő, sőt elő sem fordul benne. Az annak vélt anyag platformi eredetű felső-jura mészkő.

## Introduction

The Felsővadács Breccia Member of the Bersek Marl Formation of Berriasian age is a product of a rapid change in the sedimentary environment within certain parts of the Alpine–Carpathian realm; this rapid change occured due an alteration of the tectonic style. In Hungary it is restricted to the Gerecse Mountains (*Figure 1*), where the pelagic limestone of the Jurassic was replaced by the siliciclastic sedimentation at the beginning of the Cretaceous. The phenomenon resembles the Barmstein Limestone in the Northern Calcareous Alps and also the Nozdrovice (FAUPL et al. 1997) and the Walentowo Breccias (KROBICKI & SLOMKA 1999) in the Western Carpathians. This prevailing rock type is the major difference among them so far, because the latter ones composed of Jurassic rocks (mainly limestones) while the Felsővadács Breccia — according to the literature — comprises rock fragments 75% of which are Dachstein Limestone, and the rest is Jurassic radiolarite and basic volcanic materials.

## Short history of the process of recognition

The Felsővadács Breccia was discovered by HOFMANN (1884) in the Paprét Ravine (*Figure 2*). He characterised it as a "sandy, greenish glaukonitic, breccia-like limestone bank".

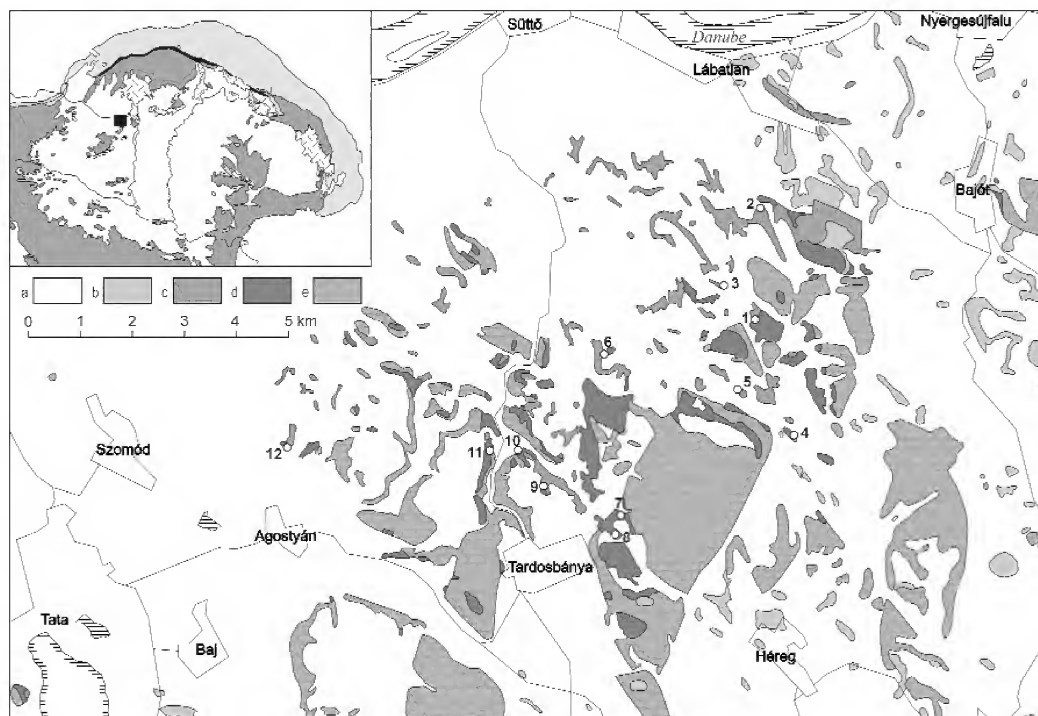



**Figure 1.** Location and simplified geological map of the Gercse Mountains (after GYALOG & SÍKHEGYI 2005 modified)

Legend: a = Neogene and Quaternary, b = Palaeogene, c = Lower Cretaceous, d = Jurassic, e = Upper Triassic, 1 -Törökbükk, 2 -Póckő, 3 - Margit-tető, 4 - Pusztamarót, 5 - Nagy-Pisznice S, 6 – Paprét Ravine, 7 – Bagoly Hill S, 8 – Bánya Hill N, 9 – Szél Hill S, 10 – Szél Hill N, 11 – Alsó-Látó Hill, 12 – Tűzkő Hill

*1. ábra. A Gerecse helyszínrajzi és egyszerűsített földtani térképe ( Gyalog & Síkhegyi 2005 után, módosítva)*



**Figure 2.** Upper Jurassic formations (lower half) and Felsővadács Breccia banks (upper half of the picture) in a surface outcrop, Paprét Ravine, Süttő

***2. ábra.*** *Felső-jura képződmények és a Felsővadácsi Breccsa padjai a süttői Paprét-árokban*

Forthermore, on the basis of the ammonites he dated it as Berriasian. According to FÜLÖP (1958) the Dachstein Limestone is the predominant rock type of the breccia but basalts (i.e. the „diabase") and radiolarite fragments are also typical constituents whereas dolomite and Jurassic limestone clasts are very scarce. The only fossil he mentioned as evidence for the Triassic age of the limestone fragments is *Triasina* sp., although he listed the types of Dachstein Limestone as follows: foraminiferal, ooidic and coral-bearing ones. The base of the formation is sand and sandstone consisting of the same type of rocks as the breccia does (FÜLÖP 1958). Its fossil assemblage is composed of belemnites, ostreid bivalves, *Milleporidium* sp. and *Leptophyllia* cf *recta*. Accordingly, he interpreted the Felsővadács Breccia as being of littoral and sublittoral origin. FÜLÖP (1958) assumed that a nearby zone of land covering a large area was the source region for the Dachstein Limestone clasts whilst the volcanites and radiolarites came from a more distant place. The spatial extent of the Felsővadács Breccia was outlined by CSÁSZÁR (1995), who also emphasized that its formation represents an isochrone event due to the fact that the breccia cuts facies boundaries represented by the Szentivánhegy Limestone and the Bersek Marl Formations. Its thinnest (10 cm) occurrence is found within the Szentivánhegy Limestone at Szomód to the west; its thickest occurence (2.3 m – with a Holocene cover) is east of the Nagy-Pisznice Hill close to the base of the Bersek Marl. According to B. ÁRGYELÁN & CSÁSZÁR (1998) the source area was located along the Hurbanovo tectonic line. At some time this was an island arc system, consisting of obducted oceanic basement rock types and platform carbonates at the same time. The occurrence of *Clypeina jurassica* [now *C. sulcata* (ALTH.)] in the matrix of the breccia formation indicates a nearby carbonate platform in the Late Jurassic and Early Cretaceous (CSÁSZÁR et al. 1998). New outcrops of breccia formation were proved by FODOR & LANTOS (1998). BÁRÁNY (2004) summarized the knowledge gathered about the Felsővadács Breccia. Based on sedimentological investigation on polished rock surfaces from different outcrops PETRIK (2008) proved the existence of an olistosinagma type debris-flow sedimentation. During the preparatory field phase of his work we have recognised that there is no typical Dachstein Limestone among the breccia graines described by FÜLÖP (1958). Instead of this the limestone debris is pale grey and there are only slight differences only (*Figure 3a, b*). Looking at the thin sections in details it turned out that there is no evidence for the presence of the Dachstein Limestone among the debris at all. This was the fact which inspired the initiation of a thorough micro-palaeontological study to clear up the age of the clasts and the their matrix. For this purpose using thin sections from a few surface outcrops (e.g. Törökbükk, Lábatlan; Szél Hill, Tardos; Tűzkő Hill, Szomód; Alsó-Látó Hill, Tardos and Paprét Ravine, Süttő) and a few core samples from the Tardosbánya Tb–1 borehole) were investigated.

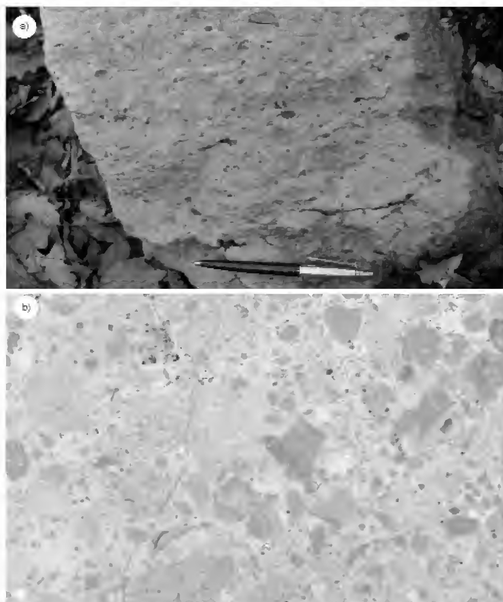



**Figure 3.** a) Bedding plane of the Felsővadács Breccia, Paprét Ravine, Süttő, b) Polished surface of a Felsővadács Breccia slab, Törökbükk, Lábatlan village. Lenght of the photo is 8 cm.

***3. ábra.*** *a) A Felsővadácsi Breccsa rétegfelszíne a Paprét-árokban, b) A Felsővadácsi Breccsa polírozott felszíne a lábatlani Törökbükkről*

## The textural pattern and microfossil study of the limestone clasts and the matrix

As can be seen by the unaided eye the shape and the size of the limestone debris are varied. Their size can vary from sand-grain size up to ten cm. The shape can be well-rounded and also subangular (albeit rarely) but there are lots of examples of debris whose shape is irregular; these can be convex and concave at the same time. This feature is particularly convincing in thin sections. There are cases where the boundary between the clasts and the matrix is not simple to recognize. The matrix is mainly micritic, mudstone-type but in those cases when the breccia has been deposited in calcareous environment it may also contain pelagic microfossils (e.g. calpionellids) as well. The texture of the limestone clasts varies from wackestone up to grainstone. The allochems consist of bioclasts and pelletal grains here.

From the studies mentioned above it was learned that in the Felsővadács Breccia there are practically no megafossils and in the group of microfossils green algae and foraminifera predominate. Both of them can be studied in thin sections but when examining the foraminifera a dissolution residue of concentrated acetic acid was also used for the clasts and the matrix independently.

Amongst the occurring benthic foraminifera the following taxa are worth while mentioning *Andersenolina alpina* (LEUPOLD), *Andersenolina elongata* (LEUPOLD), *Andersenolina* cf. *delphinensis* (ARNAUD-VANNEAU, BOISSEAU & DARSAC), *Mohlerina basiliensis* (MOHLER) (*Figure 4*), *Protopeneroplis* cf. *ultragranulata* (GORBATCHIK), *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA) (*Figure 5*), *Redmondoides lugeoni* (SEPTFONTAINE). The isolated fauna gained by treatment with acetic acid shows the existence of a few microfossils: the most

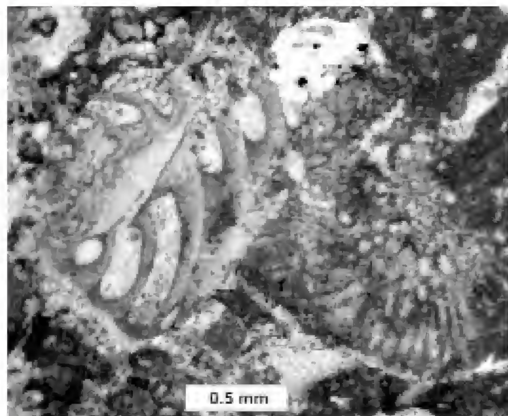



**Figure 4.** *Mohlerina basiliensis* (MOHLER) benthic foraminifera in thin section, Törökbükk section, Lábatlan

***4. ábra.*** *Mohlerina basiliensis (MOHLER) bentosz foraminifera vékonycsiszolatból a lábatlani Törökbükk szelvényéből*

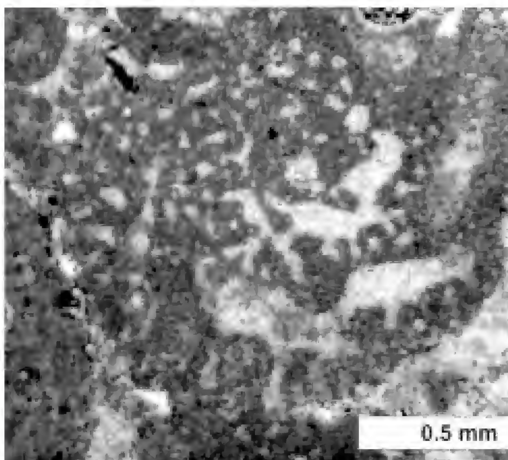



**Figure 5.** *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA) benthic foraminifera in thin section, Törökbükk section, Lábatlan

***5. ábra.*** *Pseudocyclammina lituus (YOKOYAMA) bentosz foraminifera vékonycsiszolatban a lábatlani Törökbükki szelvényből*

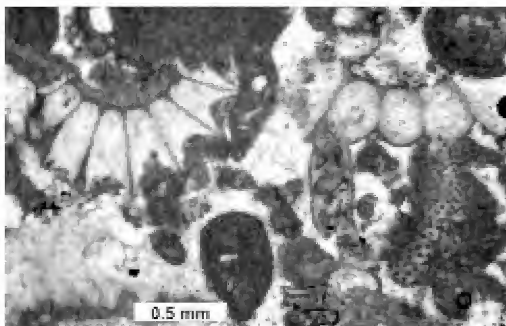



**Figure 6.** *Clypeina sulcata* (ALTH.) Dasycladalean alga in thin section, borehole Tardosbánya Tb-2, 115.5 m

***6. ábra.*** *Clypeina sulcata (ALTH.) Dasycladacea-metszet a Tardosbánya Tb-2 fúrás 115, 5 méteréből*

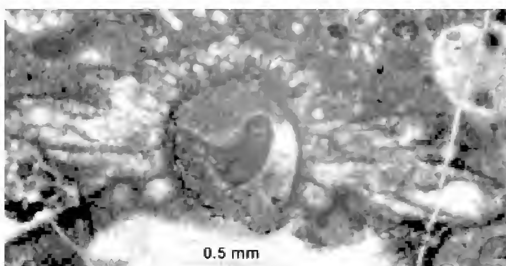



**Figure 7.** *Actinoporella podolica* (ALTH.) Dasycladacean alga in thin section, Szél Hill, Tardosbánya village

***7. ábra.*** *Actinoporella* aff. *podolica (ALTH.) Dasycladacea-metszet a tardosi Szél-hegy déli szelvényéből*

abundant are the foraminifera, but there are also minor contents of the valves of ostracods and recrystallized radiolarians. The most characteristic foraminifers are *Trocholina* sp., *Tritaxia* sp., *Lenticulina* sp. and *Patellina* sp. Amongst the dasycladalean algae *Clypeina sulcata* (ALTH.) (*Figure 6*) is the most common, other taxa are *Clypeina* cf. *estevezi* GRANIER, *Salpingoporella annulata* CAROZZI and *Selliporella* aff. *neocomiensis* (RADOICIC) and *Actinoporella* aff. *podolica* (ALTH.) (*Figure 7*). Debris of *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) and nodules of *Lithocodium– Bacinella* are fairly common. From a biostratigraphic point of view with respect to microfacies, the dominance of clasts (wackestones) indicating to a lagoonal environment is striking.

## The age of the Felsővadács Breccia

The exact age of the Felsővadács Breccia is not known. Based on ammonites VÍGH (1984) was the first to mention that these beds were probably deposited at the turn of the Berriasian to the Valanginian. While studying nannofossils FOGARASI (2001) came to a similar conclusion (i.e. Late Beriasian to Early Valanginian). Some poorly preserved ammonoids found in the upper breccia layer of the Paprét Ravine section indicate a Berriasian age (FŐZY 1993). According to BÁRÁNY (2004) the age of the uppermost bed of this member rank unit is Early Valanginan as it is shown by *Calpionellites darderi* derived from the upper bedding plane

of this layer. The association of benthic foraminifers and dasycladalean algae (mentioned above) indicates a Late Tithonian – Berriasian age. Given the recent state of knowledge on this subject it can not be excluded that there could be recognizable differences between the lowermost and uppermost layers, because the numbers of beds and their respective thicknesses vary significantly. To discover the ages of different beds needs more extended systematic studies.

## Conclusions

— The predominant part of the limestone clasts derives from a Late Tithonian to Berriasian carbonate platform of an unknown lithostratigraphic unit. This is characterized by *Clypeina sulcata* and some other green algae and also benthic foraminifera like pseudocyclamminids, protopeneroplis and trocholiniform taxa. In addition to these a few *stromatoporids* also occur.

— The other relatively frequent limestone clast is the *Calpionella* limestone, which may belong to the Szentivánhegy Limestone. This is typical for the basinal and submarine high facies of the Transdanubian Range including the Gerecse Mountains.

— It is supposed that the source area is located to the north of the Gerecse Mountains, where the carbonate platform has been developed on the southern margin of the quondam island arc. The radiolarite and mafic magmatic rock of the oceanic basement obducted on this island arc (from where they together with the platform carbonate and other volcanic rocks eroded into the back arc basin) is now called the Gerecse Mountains.

The unconsolidated lime mud on the carbonate platform and submarine highs within the back arc basin might have produced the matrix for the Felsővadács Breccia.

The pebbles of the mafic and ultramafic rocks with chrom spinell bear witness to the nearby location of the island arc with an oceanic basement.

This event can be correlated well with the Barmstein Breccia in the Northern Calcareous Alps (GAWLICK et al. 2005, FRISCH & GAWLICK 2003, SCHLAGINTWEIT & GAWLICK 2007) and also with the Nozdrovice and the Walentowo Breccia (KROBICKI & SLOMKA 1999) in the Western Carpathians (and also with respect to the lithologic composition). The appropriate stratigraphic correlation and palaeogeographic implications of these formations will be considered in an other paper currently under preparation.

## References — Irodalom


BÁRÁNY M. 2004: A jura–kréta határ gravitációsan átülepített képződményei az északi-Gerecsében – *Diplomamunka*, ELTE, Általános és Történeti Földtani Tanszék, 72 p.

B. ÁRGYELÁN G. & CSÁSZÁR G. 1998: Törmelékes krómspinellek és azok jelentősége a gercsei jura képződményekben. – *Földtani Közlöny* **128/2-3**, 321–360.

CSÁSZÁR G. 1995: A gerecsei és a vértes-előtéri kréta kutatás eredményeinek áttekintése. –*Általános Földtani Szemle* **27**, 133–152.

CSÁSZÁR G., GALÁCZ A. & VÖRÖS A. 1998: A gerecsei jura – fácieskérdések és alpi analógiák. – *Földtani Közlöny* **128/2–3**, 397–435.

FAUPL, P. CSÁSZÁR, G. & MIŠÍK, M. 1997: Cretaceous and Palaeogene sedimentary evolution in the Eastern Alps, Western Carpathians and the North Pannonian region: An overview. – *Acta Geologica Hungarica* **40/3**, 273–305.

FODOR L. & LANTOS Z. 1998: Liász töréses szerkezetek a Ny-Gerecsében. – *Földtani Közlöny* **128/2–3**, 375–396

FOGARASI A, 2001: A Dunántúli-középhegységi alsó-kréta képződmények mészvázú nannoplankton sztratigráfiája. – *PhD thesis*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 95 p.

FŐZY, I. 1993: Upper Jurassic ammonite biostratigraphy in the Gercse and Pilis Mts (Transdanubian Central Range, Hungary). – *Földtani Közlöny* **123/4,** 441-464

FRISCH, W. & GAWLICK, H. J. 2003: The nappe structure of the Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion – a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. – *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* **92**, 712–727.

FÜLÖP J. 1958: A Gerecsehegység kréta időszaki képződményei. – *Geologica Hungarica series Geologica* **11**, 123 p.

GAWLICK, H. J., SCHLAGINTWEIT, F. & MISSONI, S. 2005: Die Barmsteinkalke der Typlokalität nordwestlich Hallein (hohes Tithonium bis tieferem Berriasium; Salzburger Kalkalpen) Sedimentologie, Mikrofazies, Stratigraphie und Mikropaläontologie: neue Aspekte zur Interpretazion der Entwicklungsgeschichte der Ober-Jura Karbonatplatform und der tektonischen Interpretazion der Hallstätter Zone von Hallein - Bad Dürrnberg. – *Neues Jahrbuch Geologische Paläntologische Abhandlungen* **236**, 351–421.

GYALOG L. & SÍKHEGYI F. 2005: *Magyarország földtani térképe 1: 100 000.* – CD-ROM, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

HOFMANN K. 1884: Jelentés 1883 nyarán Ószőny és Piszke között foganatosított földtani részletes felvételekről. – *Földtani Közlöny* **14**, 174–190.

KROBICKI, M. & SLOMKA, T. 1999: Berriasian submarine mass movements as results of tectonic activity in the Carpathian Basins. – *Geologica Carpathica* **50**, 42–44.

PETRIK A. 2008: A Felsővadácsi Breccsa klasztjainak orientációs vizsgálata. – *Modern Geográfia* **X**, 1–16.

SCHLAGINTWEIT, F. & GAWLICK, H. J. 2007: Analysis of Late Jurassic to Early Cretaceous algal debris-facies of the Plassen carbonate platform in the Northern Calcareous Alps (Germany, Austria) and in the Kurnbesh area of the Mirdita Zone (Albania): a tool to reconstruct tectonics and paleogeography of eroded platforms. – *Facies* **53**, 209–227.

VÍGH G. 1984: Die biostrtatigrafische Auswertung einiger Ammoniten-Faunen aus dem Tithon des Bakonygebirges sowie aus dem Tithon-Berrias des Gerecsegebirges. – *MÁFI Évkönyv* **67**, 135-210.



Addresses:

CSÁSZÁR, Géza: Department of Regional Geology, Eötvös Loránd University H-1143 Budapest Stefánia str 14., csaszarg@mail.datanet.hu,

SCHLAGINTWEIT, Felix: Lerchenauerstr. 167, 80935 München, Germany, schlagintweit@t-online.de

PIROS, Olga: Geological Institute of Hungary, H-1143 Budapest Stefánia str 14., piros@mafi.hu

SZINGER, Balázs: Department of Palaeontology, Eötvös Loránd University H-1117 Budapest Pázmány P. str. 1C, szinger.balazs@gmail.com

Magyarhoni Földtani Társulat Földtani Közlöny Hungarian Geological Society
**138/1,** 111–116., Budapest, 2008

# Hírek, ismertetések

Összeállította: PALOTÁS Klára




## A Föld bolygó nemzetközi éve nyitórendezvénye a párizsi UNESCO-palotában

A Föld Bolygó Nemzetközi Éve nagyszabású nyitórendezvényét – kutatók, politikusok és diákok részvételével – 2008. február 12–13-én tartották az UNESCO párizsi székhelyén. A kezdeményezés célkitűzéseit világszerte egyre többen ismerik fel, és ennek köszönhetően lassacskán egyre jobban körvonalazódik a Föld Bolygó Nemzetközi Éve igazi jelentősége: ráirányítani a figyelmet arra, hogy az emberiség szembesülni kénytelen a Föld végességével.

Ezer résztvevő – kutatók (65 ország nemzeti bizottságának küldöttei, nemzeti és nemzetközi földtudományi szervezetek vezetői), politikusok (az UNESCO vezetői, állam- és kormányfők, miniszterek, államtitkárok) és diákok (a Föld éve alkalmából meghirdetett diákpályázat győztesei) – jelenlétében, 2008. február 12–13-án, az UNESCO párizsi székhelyén tartották meg az ENSZ által 2008-ra meghirdetett Föld Bolygó Nemzetközi Éve nyitórendezvényét.

Megnyitójában Koichiro Matsuura, az UNESCO főigazgatója a fizikai környezet és a társadalom átalakulásának soha nem tapasztalt gyorsaságára hívta fel a figyelmet. A politikusi beszédeket követően a résztvevők nyilatkozatot fogadtak el. (A magyar fordítás csatoltan található.) A „Párizsi nyilatkozat" a fenntarthatóság megteremtése, egyben a földtudományok nagyobb megbecsültsége érdekében megteendő lépéseket foglalja össze.

Mint ismeretes, a Föld éve alkalmából tíz, társadalmilag és globálisan fontos tudományos-ismeretterjesztő témát hirdettek meg: felszín alatti víz, geo-katasztrófák, Föld és egészség, éghajlat, energia és nyersanyag, óriásvárosok, a Föld mélye, az óceánok, talaj, Föld és élet. A megnyitó rendezvény három szekciójában e témák lényegében mind előkerültek.

A *„Népességnövekedés és éghajlatváltozás: kihívás a Föld számára"* című szekcióban Renate CHRIST, a Nobel-békedíjas IPCC titkára, Ghislain DE MARSILY, a Francia Tudományos Akadémia tagja, Ruud LUBBERS korábbi holland miniszterelnök, és Arti MEHRA, Delhi polgármestere fejtette ki nézeteit. Az előadóülést és az azt követő eszmecserét Aubrey MANNING (BBC) vezette.

*„A Föld kincsei: átok vagy áldás?"* szekcióban Thierry DESMAREST, a TOTAL igazgató tanácsának elnöke, Mark MYERS, az USGS igazgatója és Wang SHOUXIANG, Kína föld- és nyersanyagügyi minisztere (minister of Land and Resources) volt.

A *„Geo-veszélyek: a kockázat csökkentése, az odafigyelés növelése"* c. témában Peter HOPPE, a München Biztosító geokockázat-kutatási osztályának vezetője és Sospeter MUHONGO, az ICSU afrikai regionális igazgatója tartott előadást. Mindkét vitát Marina MIELCZAREK (Radio France International) vezette.

### *Népességnövekedés a Földön*

Az emberi tevékenység manapság nem csak az éghajlati feltételeket módosítja, hanem geológiai hatótényezőként is figyelembe veendő: az emberiség több anyagot mozgat meg, mint a felszíni geológiai folyamatok együttvéve. Előrejelzések szerint 2050-re a Föld népessége a jelenlegi 6 milliárdról 9-re nő. Következésképpen még több vízre, energiára, ásványi nyersanyagra, fémre, talajra lenne szükség. E példa nélküli és dinamikusan növekedő erő bolygónk életfenntartó rendszereit is fenyegeti. Amennyiben az emberiség igényeit nem sikerül egyensúlyba hozni a természeti erőkkel, jövőnk (és a megmaradt földi élet jelentős részének jövője) hosszú távon nem lesz biztosítható. A Föld valószínűleg képes ellátni 9 milliárd embert, de az ökoszisztéma és a biodiverzitás feláldozásával, ráadásul úgy, hogy nem vagy alig marad hely bioüzemanyag számára.

### *A Föld energia- és ásványkincse: átok vagy áldás?*

Világszerte tapasztalható, hogy az alapvető szükségletek ára a csillagos égbe emelkedik. Ez azért van, mert a Föld nyersanyag- és energiakincse iránt soha nem tapasztalt igény lépett fel. A természeti erőforrások kiaknázása és a kapcsolódó iparágak virágzanak, de ennek haszna igen egyenlőtlenül oszlik meg az egyes nemzetek és emberek között. A természeti erőforrásokban gazdag országok nem mindig fektetik be hasznukat más, tartósan versenyképes ágazatokba. A Föld anyagainak kitermelése és feldolgozása tájrombolással és környezetszennyezéssel a biodiverzitás radikális csökkenésével jár. A Föld kincseiből a következő generációknak is hagyni illenék. Az emberiség mindeddig képes volt alkalmazkodni mindenféle nehézséghez. A mostani kihívás lényege abban áll, hogy olyan gazdaságot építsünk ki, amely figyelembe veszi, hogy a Föld erőforrásai kimerülőben vannak.

### *Geo-veszélyek*

A Föld sokszor nincs egyensúlyi állapotban. A mélybeli dinamikus folyamatok a felszínen is megnyilvánulnak, és ez megnöveli a természeti veszélyek hatását és tönkreteszi az életet. A Föld mélyének örökké változó feltételeiből adódó helyzetekhez a felszínen élőknek elkerülhetetlenül alkalmazkodniuk kell. Az emberiség kiválthatja, felgyorsíthatja, de csökkentheti is a természeti katasztrófák számát és hatását. A fizikai előfordulás és a gazdasági következmény eloszlása a Földön meglehetősen egyenlőtlen. Az emberi veszteséget a szegényebb országok szenvedik el, míg a gazdagabbak inkább csak a helyreállítás költségeit viselik. Az egyre nagyobb kockázatokkal járó helyeken sajnos – számos különféle ok miatt – továbbra is élni fognak emberek.

A nyitórendezvényhez kiállítások, film- és könyvbemutatók is csatlakoztak, és a földtudományi szervezetek (pl. IUGS, IUGG, IGCP) is mind képviseltették magukat. A tudományos közösségek számára talán a legérdekesebb hír az, hogy a Nature 2008. évi januári számában 16, a Föld évéhez kapcsolódó cikk jelent meg, és ezek ingyenesen letölthetők a http://www.nature.com/nature/supplements/collections/yearofplanetearth/ weboldalról.

A résztvevők számára Párizs polgármestere a Hotel de Ville-ben adott fogadást. A nemzetközi diákpályázat győztesei (mintegy 200 diák sok-sok országából, közöttük KÁRMÁN Krisztina, az ELTE geológushallgatója, aki Magyar UNESCO Bizottság, az Oktatási Minisztérium és a Szabadalmi Hivatal támogatásával tudott kiutazni) több különprogramon vettek részt. Meg is dolgoztatták őket: az UNESCO-beli megnyitóra komponált Föld-éneket („Geo-song"-ot) mindannyiuk énekes-zenés-táncos előadásában láthattuk-hallhattuk.

A Francia Tudományos Akadémia párizsi székházában február 13-án délután tartották meg a Föld évét szervező nemzeti bizottságok vezetőinek értekezletét, amelyen Magyarországot BREZSNYÁNSZKY Károly, a Föld éve Magyar Nemzeti Bizottságának elnöke és SZARKA László tikár képviselte. Itt vált biztossá, hogy a magyar-

országi nyitórendezvényre (Budapest, Magyar Természettudományi Múzeum, 2008. április 17-20.) — eleget téve a Magyar Tudományos Akadémia Földtudományi Osztálya meghívásának — a nemzetközi szervezet vezetője, Eduardo DE MULDER is eljön.

A Föld bolygó nemzetközi éve anyaga a weben nem csak angolul, hanem más nyelveken is elérhető lesz. A Föld éve témákat — más, kapcsolódó földtudományi rendezvénysorozatokéval együtt — magyarul a GEO-FIFIKA című füzetsorozat ismerteti, de a www.foldev.hu/geofifika.htm weboldalon az eredeti angol Föld éve prospektusok magyar fordítása is megtalálható.

*SZARKA László,*
a Föld bolygó nemzetközi éve Magyar Nemzeti Bizottság titkára

## A Föld bolygó nemzetközi éve nyitórendezvényén (UNESCO, Párizs, 2008. február 12-13.) elfogadott „Párizsi nyilatkozat"

*Felidézve*, hogy 2008-at az ENSZ nagygyűlése a Föld Bolygó Nemzetközi Évévé nyilvánította,

*Figyelembe véve,* hogy az egyedülálló, változatos és örökké változó élet a Föld önfenntartó rendszerétől függ,

*Hangsúlyozva,* hogy a globális fenntarthatósággal kapcsolatos minden döntésben figyelembe veendő a meglévő és jövőbeni földtudományi ismeretek tárháza,

*Megjegyezve,* hogy az éghajlattal, vízzel és egyéb természeti nyersanyagforrásokkal, energiával, egészséggel, talajokkal, az óceánnal, a Föld mélyével, a természeti veszélyekkel és magával az élettel kapcsolatos földtudományi ismeretekek javarészt ismeretlenek a közvélemény számára és gyakran a döntéshozók sem veszik ezeket figyelembe;

*Annak tudatában*, hogy a Föld bolygó nemzetközi éve jelentős szerepet játszhat a Föld-erőforrások fenntartható használatának elősegítésében, és — az ENSZ UNESCO-vezette „Oktatási évtized a fenntartható fejlődésért" programján, valamint az ENSZ ún. Millenneumi fejlesztési célkitűzéseinek előmozdításán keresztül — értékes szolgálatot tesz az emberiség (a társadalmak) számára,

*Meggyőződve* arról, hogy a Föld Bolygó iránti tisztelet megteremtése, valamint a közfigyelem felkeltése a Föld összetevőinek sérülékenysége és bennük rejlő lehetőségek, továbbá a természeti veszélyeztetettség mérséklése iránt, megalapozzák a nemzetek békésebb, virágzó és beteljesült együttélését; mindezekből következően:

*Felhívjuk* az összes nemzet döntéshozóinak figyelmét arra, hogy tegyék szabadon elérhetővé és hasznosítsák a bolygónkról rendelkezésre álló ismeretek gazdag tárházát, és ösztönözzék a fejlődő és a fejlett országok hasznát egyaránt szolgáló új ismeretek és technológiák létrejöttét;

*Bátorítjuk* a földtudományi közösségeket, közszolgálati szervezeteket és a magánszektort, hogy új ismeretek születése érdekében támogassák ezt a kezdeményezést, és alakítsanak ki olyan új stratégiákat, amelyek mérsékelni fogják a természeti veszélyeztetettség következményeit, és — a rohamosan bővülő globális társadalom jelenlegi és a jövendő generációk majdani szükségleteinek kielégítése érdekében — a fenntartható fejlődés felé terelnek; azzal, hogy

*Tegyék elérhetőbbé* a földtudományi ismereteket, egyrészt a nemzeti oktatási rendszerek felülvizsgálatával, másrészt a föld- és űrtudományi intézetek és egyetemek kutatási kapacitásának növelésével;

*Készítsenek* a Földről, mint globális rendszerről, egységes digitálisan és nyilvánosan elérhető információs anyagokat, mint amilyenek például az OneGeology vagy az ENSZ Adat Infrastruktúra (UNSDI) projektek keretében készülnek;

*Támasszanak nagyobb közérdeklődést* a Föld mint egységes rendszer szerkezete, evolúciója, szépsége, sokszínűsége és a tájakba telepített emberi kultúrák iránt azáltal, hogy geoparkokat, bioszféra-rezervátumokat, világörökségi helyeket hoznak létre, amelyek a megőrzés és a fejlesztés közösségi eszközei,

*Fejlesszék* a Föld-megfigyelés módszereit és rendszerét (a távérzékelő és in-situ megfigyelőrendszereket egyaránt), hogy a jövőben előre jelezhetők legyenek a Föld szféráiban végbemenő nagy változások, és erősítsék a meglévő Föld-megfigyelési rendszereket;

*Állítsanak fel*, a fenntartható fejlődést szolgáló nemzetközi földtudományi kutatóközpontot;

*Jelentessenek meg* könyveket, DVD-ket és egyéb más média-eszközöket annak érdekében, hogy a földtudomány a nagyközönség számára elérhetőbbé váljon, és hogy a Föld Bolygó Nemzetközi Évének hatása tartós legyen.

*Tegyük a Földet az emberiség jobb otthonává!*

*—*

*Földtudományok a társadalomért*

# Események

## Megalakult a Dél-dunántúli „GeoKlub"

A Magyarhoni Földtani Társulat Dél-Dunántúli Területi Szervezetének elnöksége tájékoztatja a tagságot, hogy a 2007. szeptember 25-i pécsi elnökségi ülésén határozott a geotudományi szakterületeket tömörítő, és a társulati szervezet keretén belül működő „GeoKlub" megalakulásáról.

Előzmények: az utóbbi időben némileg háttérbe szorult a földtudományok és a hozzájuk csatlakozó szakágazatok együttműködése. Ezen kíván segíteni a „GeoKlub" egy kötetlen és önkéntes, laza társulás létrehozásával, melybe alkalmanként várjuk az aktuális téma iránt érdeklődő bányászokat, geológusokat, mérnökgeológusokat, hidrológusokat, hidrogeológusokat, geotechnikusokat, geofizikusokat, geodétákat, geográfusokat, környezetvédő műszakiakat, mélyépítőket.

A ***„GeoKlub"*** működésének célja a társadalmi közösségeket érintő földtani problémák és kérdéskörök felderítése, megvitatása, javaslattétel a megoldásukra.

A ***„GeoKlub"*** feladatul tűzi ki:

— a Dél-Dunántúli régió akut földtani problémáinak felderítését, alakulásuk nyomon követését,

— helyszíni bejárások, szemlék szervezését, lebonyolítását,

— aktuális földtani kérdések műszaki megoldási lehetőségeinek megvitatását az érintett geo- társszakterületek bevonásával.

A ***„GeoKlub"*** rendezvényein a résztvevők tájékoztathatják egymást a felmerülő napi szakmai problémákról, feladatokról, továbbá lehetőségük nyílik szakmai konzultációkra, tapasztalatcserékre, különös tekintettel a fiatalabb és a tapasztaltabb kollégák közti jó együttműködés kialakítására. Számítunk a szakhatóságoknál dolgozó kollégák, és egyetemisták csatlakozására is.

A ***„GeoKlub"*** nyitott, bárki javasolhat témát, ezért kérünk minden tagtársat, hogy a lakóhelyük környezetében észlelt, és megoldásra váró földtani problémákról a „GeoKlub" alábbi alapító kezdeményezőit, vagy az elnökséget tájékoztassák, továbbá tegyenek javaslatot a klub tevékenységi körének bővítésére.

A ***„GeoKlub"*** rendezvényekről az MFT és a társegyesületek tagságát saját Hírlevelük útján tájékoztatjuk.

*Dr. KASZÁS Ferenc* (trilobita.bt@chello.hu),
*HORVÁTH Zsolt* (zsohorvath@mol.hu),
*BODORKÓS Zsolt* (konyvtar@olajmuzeum.hu)

## Személyi hírek

ZIMMERMANN Katalin,
a Magyarhoni Földtani Társulat ügyvezető igazgatója 2007. 11. 30-án nyugdíjba vonult. Utóda KRIVÁNNÉ HORVÁTH Ágnes.

KÁZMÉR Miklós és BUDAI Tamás
2007. június 13-án megkapta az MTA doktora címet.
*A disszertációk címe:*
KÁZMÉR Miklós: Paleogén ősföldrajz az alpi-kárpáti régióban,
BUDAI Tamás: Medencék és platformok kialakulása és fejlődése a Bakony középső-triász története során.

FÖLDESSY Jánost az MTA MAB Bányászati-Földtani Szakbizottsága 2007. november 24-én a Földtani Munkabizottság elnökévé választotta.

PhD védés:
NAGYNÉ PÁLFALVI Sarolta (témavezető: KÁZMÉR Miklós) 2008. január 14-én megvédte *A Vértes eocén üledékképződési környezeteinek rekonstrukciója mikrofácies vizsgálatok alapján* című értekezését.

A 2007. évi Ifjú Szakemberek Ankétján győztes előadások:
*Elméleti kategóriában I. helyezett:*
SZANYI Gyöngyvér (ELTE FFI Geofizikai Tsz.): Budai barlangok kalcitkiválásainak urán-soros kormeghatározása.
*Gyakorlati kategóriában I. helyezett:*
TÓTH Emőke, SZINGER Balázs (ELTE FFI Őslénytani Tsz.): Mikro-CT alkalmazása, mint új lehetőség az őslénytani kutatásban.

## Könyvismertetés

### TÖRÖK Ákos: Geológia mérnököknek

Műegyetemi Kiadó, Budapest 2007

A Geológia mérnököknek c. egyetemi tankönyvet földtudományi- és mérnökhallgatóknak, mérnököknek, építészeknek, környezetvédelmi szakembereknek egyaránt ajánljuk, azzal az üzenettel, hogy a geológia a látszólag állandó, de valójában igen dinamikusan változó Föld tudománya, amelynek ismerete a földtani-, a mérnöki-, a tervezői- és környezetvédelmi munkához elengedhetetlen. Geológus-, bányamérnök-, földrajz-, földtudományi- és régészhallgatóknak, és e szakmák művelőinek azért lehet hasznos olvasmány, mert a geológia alkalmazott mérnöki oldalát is kihangsúlyozza. A könyv fejezetei áttekintik a geológia mérnöki vonatkozásait kezdve az ásványtani, kőzettani, geomorfológiai és vízföldtani alapoktól egészen az alkalmazott mérnökgeológiáig. A mérnökgeológián belül a laboratóriumi vizsgálatok ismertetik a vizsgálati módszereket leíró érvényes szabványokat (MSZ EN) és bemutatják a hazánkban előforduló legfontosabb kőzettípusok fizikai tulajdonságait is. A kötet esettanulmányokon keresztül próbálja érzékeltetni a geológia fontosságát és a geológiai vizsgálatok szerepét a földtani és mérnöki gyakorlatban. A szerző megpróbálta úgy összeállítani a könyv ábráit és szöveges részeit, hogy az elméleti földtani ismeretek mellett a gyakorlati életben is alkalmazható, az alkalmazott földtani és a mérnöki munka során is felhasználható geológiai információkkal szolgáljon. Ezt segíti a kötet végén található tárgymutató, amely a geológiai címszavak alapján gyors keresési lehetőséget biztosít az egész könyv anyagában. Teljes terjedelmében színes, gazdagon illusztrált (több mint 400 színes fotó és ábra). Hasonló szakkönyv magyarul még nem jelent meg.

A keményfedelű, fűzött, 384 oldalas könyv, 2007. december 10. jelent meg. A kötet megvásárolható a Műegyetemi Kiadó Könyvesboltjában (1111 Budapest, Goldmann György tér 3., V2-es épület, földszint 2., tel: 4632309 fax: 4665714), megrendelhető e-mailen: megrend@kiado.bme.hu, vagy Budapesti Műszaki Egyetem, Építőanyagok és Mérnökgeológiai Tanszékén, 1111 Budapest, Stoczek u. 2., Tel: 463-2414 (BME), e-mail: torokakos@mail.bme.hu. A kötet ára: 5900 Ft. Előjegyezhető 4700 Ft-os áron a Magyar Állami Földtani Intézet Könyvtárában (library@mafi.hu).

*TÖRÖK Ákos*

---

### Egy évfolyam története a magyar bányászat sorsfordító évtizedeiből 1951–2006

Nehézipari Műszaki Egyetem, Miskolc-Sopron
Bányamérnöki Kar, Bányaművelő, geológus és olajmérnöki szak,
Földmérőmérnöki Kar, Földmérő és geofizikus szak

Magánkiadásban 2007-ben jelent meg az 1951-ben beiratkozott hallgatók életútját bemutató kiváló szerkesztésű 569 oldalas könyv. Sajnos ez az évfolyam nem korábban kezdte tanulmányait, mert akkor ez a könyv pár évvel ezelőtt jelenhetett volna meg, ugyanis ez a könyv etalonja lehetett volna a későbbi évfolyamok hasonló tartalmú könyveinek.

A recenzens írója azért tudta nehezen letenni a könyvet, mert 1952-ben kezdte meg tanulmányait szintén Miskolcon, folytatta Sopronban és a könyvben szereplők közül igen sokkal barátságban volt/van a mai napig. A könyvből számtalan általam addig nem ismert történés olvasható és bizonyára számos könyvben szereplő is érdeklődéssel olvashatott olyat, amit egyetemi évei alatt — bizonyos kényszer miatt sem — nem tudott.

Az „Előszó" (KISS Dezső) után „Az Alma Mater történetét" (6–14. oldal) BŐHM József mutatta be napjainkig.

Ezt követően (15–25. oldal) olvashatjuk azt a 172 nevet, akik Miskolcon — és azt a 73 nevet — akik Sopronban kezdték meg tanulmányaikat. Mind a 245 név után szerepel a születési hely, a pontos születési dátum, a kar neve és az, hogy életrajz vagy nekrológ szerepel a könyvben.

A következő fejezetben az „Elemzések" (26–49. oldal) a Borsodi, Ózdi Szénbányák (BALOGH Béla, KISS Dezső), az uránbányászat (SALLAY Árpád) és a bauxitbányászat (GÁDORI Vilmos) történetét olvashatjuk, majd SIMON Sándor összeállításában részletes statisztikát (50–60. oldal) találunk az évfolyamról. A „Tanszékek és tantárgyak" bemutatása (61–84. oldal) (SALLAY Árpád, GERZSON István, NAGY Sándor, NÉMETH József) után „Egyetemi történetek" (85–160. oldal) (SALLAY Árpád, BODROGI Frigyes, GERZSON István, KOVÁCS István, NAGY Sándor, KARABÉLYOSNÉ GESZTELYI Éva, SZÜCS Imre, VERŐ József) olvashatók.

A 161. oldalon kezdődnek a „Szakmai önéletrajzok", melyben az 551. oldalig 64 bányamérnök, 15 olajmérnök, 9 geológusmérnök, 18 geofizikusmérnök és 53 földmérőmérnök életútját ismerhetjük meg. Sajnos már nagyon soknak az életútját gyermeke vagy felesége írta meg vagy arról nem olvashatunk.

A statisztika szerint az 1951-ben beiratkozott hallgatók közül 90 bányaművelő-mérnök, 18 olajmérnök, 17 geológusmérnök, 44 földmérőmérnök és 29 geofizikusmérnök védte meg diplomatervét.

Kiváló és nemes gondolat, hogy a könyv legvégén olvashatjuk KOVÁCS Ferenc gyászbeszédét ZAMBÓ János, és MOLNÁR László gyászbeszédét DZSEKI bácsi temetésén.

A recenzens írója csak azt sajnálja, hogy a könyv kereskedelmi forgalomba nem került, így azt csak a könyvben szereplőktől lehet kölcsön kapni, de talán a „köteles példányok" megtalálhatók egyes könyvtárakban is.

A könyvet ajánlom mindenkinek, akit érdekelnek az 1951-től kezdődő évek napjainkig, hiszen kitűnő — nemcsak bányászati — korrajzokat olvashatunk számtalan szomorú és vidám történés megismerésével.

*HORN János*

**MÁTYÁS Ernő: Geológia – Geológusok-bányamérnökök részére és mindenkinek**

*„Az emberiség története azzal kezdődött, hogy az ember felvett egy követ."*

Ez az egyik bevezető, egyben ajánló mondata a fent nevezett egyetemi tankönyvként is használt 372 oldalnyi terjedelmű kötetnek.

A könyv a kozmikus környezetünktől, az ember környezetét adó geoszférákon át az ásványok szerkezetét meghatározó belső mikrovilágig tárgyalja a körülöttünk lévő világot. Teszi ezt azzal az alapvető gondolattal, hogy bemutassa a világ és annak egyes részei, különös tekintettel a Földre és a földkéregre, mennyire hasznosíthatóak az ember földi léte, társadalmi mozgása és tényleges továbbélése szempontjából.A körülöttünk lévő világ, az élettelen és az élő anyag összefüggéseit, az anyagot felépítő kvarkoktól a Naprendszer tagjaiig áttekintő ábrák mutatják be.

A könyv a földtani múltat, napjaink dinamikus dialektikus mozgásait is vizsgálja a Föld ember által lakott külső szféráiban és a Föld belsejében is.

A magmás működés egykori és jelenlegi dinamizmusát genetikai szakaszokra bontottan mutatja be; a likvid magmás, pegmatitos, pneumatolitos, hidrotermális szakaszokon keresztül és ezeket elsősorban a jelenleg hasznosítható és a történeti múltban már hasznosított elemek, ásványok szempontjából értékeli. Ezáltal segítséget nyújt a jelenlegi hasznosítható ásványi anyagok kutatóinak, de segítséget jelent a földtani múlt elméleti megismerésével foglalkozóknak is.

A földtani múlt eseményeihez szorosan kapcsolja a földfelszín jelenlegi éghajlati öveiben és óceáni medencéiben zajló folyamatokat, majd áttekintést nyújt az üledékképződés során felhalmozódott, az emberiség számára fokozatosan alkalmazásba vett földtani képződmények alkatáról, lerakódási, fejlődéstörténeti folyamatáról és hasznosítási lehetőségeiről is.

A könyv tehát jó segítséget jelent a geológiával, nyersanyagkutatással foglalkozóknak, de a föld anyagait hasznosító bányamérnököknek és egyáltalán mindenkinek, aki ezen a Földön él.

Az egyéni karakterű ábrák, rajzos összefoglalások, táblázatok érdemben segítik elő a fenti üzenetek gyorsabb és jobb megértését és a XXI. század embere előtt álló feladatok megoldását is.

A könyv kézikönyv, szakkönyv és továbblépést elősegítő eszköz a jelenkor kutatói és általában az emberi gondolkodás számára.

*MÁTYÁS Ernő*

*SCHEUER Gyula az FTV geológusa, aktív éveiben elsősorban Budapest geológiájával foglalkozott, az építkezések geotechnikai és hidrogeológiai problémáinak, körülményeinek tisztázása céljából. Emellett, már egyetemi éveitől (1951–1955) kezdve nagy figyelmet fordított a Dunántúli-középhegység ÉK-i tagjai – Gerecse, Pilis, Budai-hegység – területén édesvízi mészkövek tér- és időbeli elterjedésének, keletkezési körülményeinek tisztázására. Eredményeit nagyszámú – többnyire SCHWEITZER Ferenc geográfussal közösen készített – publikációban tette közzé 1964–1988 között. Ezirányú kutatásait már a nyolcvanas évek elején kiterjesztette az ország egyéb karsztos hegységeire – Bükk, Bakony, Balaton-felvidék, Mecsek – majd a Kárpát-medence országhatárainkon kívüli vidékeire is. Kihasználva a lehetőségeket az Antarktisz kivételével a Föld mindegyik kontinensén személyesen felkereste a jelentősebb édesvízi mészkő, továbbá a hévforrások által lerakott kovás-vasas stb. nagy forrásüledék-előfordulásokat, ahol a helyszíni megfigyeléseken túl összegyűjtötte a vonatkozó földtani irodalmat is. Húsz év adatgyűjtő munkálatainak eredményeit számos kisebb publikációban jelentette meg, majd kihasználva a nyugdíjas évek időtöbbletét az alábbi három könyvben összefoglalva, rendszerezve tette közzé azokat:*

**SCHEUER Gyula: Karbonátos forrásüledékek vizsgálata. A hideg karsztvizek mésztufa lerakódásai. Külföldi előfordulások. I. rész.**

A szerző saját kiadása, Budapest, 2001.
169 p., 56 ábra, 93 színes kép, 11 táblázat, 181 tételes irodalomjegyzék.

**SCHEUER Gyula: Forrásüledékek kutatása. Mélységvizek lerakódásai. Külföldi előfordulások.**

A szerző saját kiadása, Budapest, 2003.
142 p., 58 ábra, 115 színes kép, 10 táblázat, 92 tételes irodalomjegyzék.

**SCHEUER Gyula: Karbonátos forrásüledékek vizsgálata. Ásványvizek forrásmészkő lerakódásai. Külföldi előfordulások. II. rész.**

A szerző saját kiadása, Budapest, 2004.
272 p., 106 ábra, 133 színes kép, 35 táblázat, 182 tételes irodalomjegyzék.

Az első könyv áttanulmányozásával az olvasó megismerkedhet a Föld Antarktiszon kívüli 5 kontinense legjelentősebb hideg vizű karsztforrásainak, illetve az ezekből képződött tavak mészkőüledékeivel, keletkezésük törvényszerűségeivel, morfológiai jellegzetességeivel. Észak-Amerikában 2, Közép-Amerikában 10, Dél-Amerikában 6, Afrikában 9, Európában 18, Ázsiában 17, Hátsó-Indiában 3 és Ausztrália – összesen 66 ország – előfordulásait rendszeresen térképvázlatokkal, helyszínrajzokkal, földtani szelvényekkel, kiváló fényképekkel, összefoglaló táblázatokkal dokumentálva mutatta be a szerző.

Logikailag a 2004-ben megjelent kötet jelenti a második részt, amelyben ugyancsak az 5 kontinens 66 országának hévforrásaiból lerakódott jelentősebb mészkőelőfordulásokkal ismerkedhet meg az olvasó.

A harmadik, a „Forrásüledékek kutatása. Mélységvizek lerakódásai" kötetben a szerző a tágabb értelemben vett vulkáni tevékenységhez kapcsolódó, többségében kovalerakódásokkal jellemezhető legjelentősebb hévforrásüledékeket mutatja be. A legrészletesebb képet, természetesen a szerző által is felkeresett Yellowstone-i, a Geiser el Tatio-i (Chile), az izlandi, a kamcsatkai és Új-Zéland-i előfordulásokról, az azokat létrehozó gejzírekről kapunk a kötetből.

Külön érdeme mindhárom kötetnek a földtani genetikai folyamatok egymásutánjának, összefüggéseinek ismertetése, továbbá a hévforrásüledékek sokféle (kova, limonit, borátok, kén, kősó stb.) anyagi különbségének jellemzése. Tudatosítja a szerző az olvasóval, hogy a hévforrás-tevékenység a vulkáni működés azon része, amely a vulkán kitörése előtt, vagy utána a felszínre kerül, és ott lehűlve rakta, ill. rakja le mindazt, amit a felmelegedett fluidumok a lávából és a mellékkőzetekből kioldottak. Itt a felszínen azonban a gyors lehűlés miatt nincs mód a hidrotermolitok teleszkópos ásványi elkülönülésének és az ásványok makrokristályos formagazdagságának kialakulására. Időben előrehaladva a vulkáni tevékenység lecsengése során a hévforrások hőmérséklete egyre csökken, kiválásaik egyre kalcitgazdagabbak lesznek, s végül már csak hideg-langyos vízből származó édesvízi mészkövek rakódnak le.

Mindazoknak, akiknek módjuk, ill. szükségük van, vagy lesz a jövőben a három kötetben ismertetett forrásüledékekkel megismerkedniük, mindenképpen érdemes a köteteket áttanulmányozni, hogy az azokban felhalmozott, sokoldalú és gazdag ismeretanyag birtokában sikeresebben fejleszthessék tovább a forrástevékenységhez kapcsolódó szedimentológiai tudásukat.

*Dr. JÁMBOR Áron*

**Az Acta Geologica Hungarica megújulása Central European Geology néven**

2007-ben az Acta Geologica Hungarica folyóirat megújításának folyamata fontos állomásához érkezett. Mint azt olvasóink

tapasztalhatták 2006-ban jelentősen megváltoztattuk a folyóirat küllemét. Az újonnan tervezett borítón már alcímként megjelent a Central European Geology felirat, amely 2007-től a régi folyóirat új címévé vált. A folyamatosság jelzése érdekében, a régi címet alcímként továbbra is feltüntetjük a borítón. A címváltozás természetesen bizonyos mértékű tartalmi változást is kifejez, arra utal, hogy folyóiratunk egyre inkább a közép-európai térség geológiájával foglakozó nemzetközi periodikává vált.

Az Acta Geologica Hungaricát, a Magyar Tudományos Akadémia földtudományi folyóiratát Szádeczky-Kardoss Elemér akadémikus 1952-ben alapította, elsősorban azzal a céllal, hogy a magyarországi geológiai kutatások eredményeit bemutassa a külföldi érdeklődőknek. Szádeczky-Kardoss professzor 30 éven át, egészen 1982-ig volt a folyóirat főszerkesztője. Ezután a főszerkesztői feladatokat Fülöp József akadémikus vette át és látta el 1990-ig, előkészítve és megindítva a folyóirat első lényeges tartalmi és formai megújítását, korszerűsítését.

Az 1990-es évek elején vezettük be a számítógépes szerkesztést és ehhez kapcsolódva a technikai szerkesztést is új alapokra helyeztük, új tipográfiai rendszert alakítottunk ki. Henry Lieberman amerikai geológus kollégánk közreműködésével megvalósítottuk a cikkek egységes nyelvi lektorálását, amely máig óriási segítséget jelent számunkra.

1992-ben létrejött a Szerkesztőbizottság munkáját segítő nemzetközi Advisory Board, amelyben a környező országok kiemelkedő kutatói, illetve a régió geológiájának művelésében is elismerést szerzett tudósok vállaltak tagságot. Ez fontos lépés volt a nemzetközi fórummá válás felé.

Az elmúlt évtizedben a cikkek mintegy 50%-a volt hazai szerzők munkája, 10% körül volt a hazai és idegen országbeli szerzők közös cikke, a többi cikk külföldi szerzők publikációja, elsősorban a környező országokból (Szlovákia, Románia, Szerbia, Horvátország, Ausztria). Ezt a változási tendenciát fejezi ki folyóiratunk új címe.

A Central European Geology elsősorban a Pannon-medence, illetve az Alpi–Kárpáti–Dinári régió geológiai kutatásának legújabb eredményeit szándékozik bemutatni, azoknak a szakembereknek akik e földtanilag igen bonyolult, sajátos jellegekkel rendelkező térség földtani viszonyai, jelenségei, alkalmazott földtani problémái iránt érdeklődnek. A folyóirat a geológia tudományterületének lehető legszélesebb spektrumát fogja át: a regionális földtan, az ásványtan, kőzettan, geokémia, a geofizika, a tektonika, a szedimentológia, az őslénytan mellett az alkalmazott földtan legkülönbözőbb területeiről és a geomatematika tárgyköréből is publikál tanulmányokat. Tematikus füzetek is megjelennek, amelyek általában a régióban lezajlott konferenciákhoz kapcsolódnak és az azokon bemutatott kiemelkedő jelentőségű tudományos előadások szerkesztett változatát adják közre, vagy kiemelkető tudományos személyiségek munkássága köré szerveződnek, egy-egy tudományos iskola eredményeinek keresztmetszetét adva.

Bízunk abban, hogy az Acta Geologica Hungarica folyóirat régi olvasóinak tetszését a változtatások elnyerik, a Central European Geology néven megjelenő füzetekben megtalálják az érdeklődésüknek megfelelő ismereteket. Reméljük, hogy a megújított tartalom és forma egyre több szakember érdeklődését felkelti. Várjuk a legfontosabb hazai és külföldi kutatások eredményeit közlő színvonalas angol nyelvű cikkeket!

Célunk az, hogy a folyóirat belátható időn belül impakt faktoros legyen. Ez jelentős métrékben a hazai szaktársadalom aktív közreműködésén múlik.

*Haas János*
*főszerkesztő*